

QE
1
M125

ACTA GEOLOGICA

ACADEMIAE SCIENTIARUM
HUNGARICAE

236

REDIGIT
SZÁDECZKY-KARDOSS E.

TOMUS I.

FASCICULI 1-4



MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
BUDAPEST, 1952.

ACTA GEOLOGICA

ACADEMIAE SCIENTIARUM
HUNGARICAE

REDIGIT
SZÁDECZKY-KARDOSS E.

TOMUS I.

FASCICULI 1-4



MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
BUDAPEST, 1952.

ACTA GEOLOGICA

A
MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
FÖLDTANI KÖZLEMÉNYEI

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL: BUDAPEST, V., ALKOTMÁNY-UTCA 21.

Az Acta Geologica orosz, francia, német és angol nyelven közöl értekezéseket a földtan és rokon tudományok köréből.

Az Acta Geologica változó terjedelmű füzetekben jelenik meg, több füzet alkot évenként egy kötetet.

A közlésre szánt kéziratok, géppel írva, a következő címre küldendők:

Acta Geologica, Budapest, 62, Postafiók 440.

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi és kiadóhivatali levelezés.

Az Acta Geologica előfizetési ára kötetenként belföldre 80 forint, külföldre 110 forint. Megrendelhető a belföld számára az »Akadémiai Kiadó«-nál (Budapest, V., Alkotmány-utca 21. Bankszámla 04-878-111-48), a külföld számára pedig a »Kultúra« Könyv- és Hírlap Külkereskedelmi Vállalatnál (Budapest, VI., Sztálin-út 2. Bankszámla; 45-790-057-50-032 sz.), vagy külföldi képviselőinél és bizományosainál.

»Acta Geologica« публикует научные статьи из области геологических наук на русском, французском, английском и немецком языках.

»Acta Geologica« выходит отдельными выпусками разного объема. Несколько выпусков составляют ежегодно один том.

Предназначенные для публикации рукописи (в напечатанном на пишущей машинке виде) следует направлять по адресу:

»Acta Geologica«
(Венгрия, Будапешт 62 п/я 440)

По этому же адресу направлять всякую корреспонденцию для редакции и администрации.

Подписная цена »Acta Geologica« — 110 форинтов за том. Заказы в стране принимает Akadémiai Kiadó (Alkotmány-utca 21). Текущий счёт № 04-878-111-48), а для заграницы, Предприятие по Внешней Торговле Книг и Газет »Kultúra« (Budapest, VI., Sztálin-út 2. Текущий счёт № 45-790-057-50-032), или его заграничные представительства и уполномоченные.

ВСТУПЛЕНИЕ

Обновление Академии Наук Венгрии открыло новую главу в истории венгерской науки. Ученые Венгрии всеми силами стремятся служить делу народа и своими исследованиями способствовать созидательному труду построения социализма. Венгерская Народная Республика оказывает развитию научной жизни нашей страны громадную материальную и моральную помощь и наука пользуется в нашей родине таким уважением и такой поддержкой, как еще никогда в нашей истории. Одной из характерных черт нашей обновленной науки является связь между научной теорией и практической жизнью. Это взаимодействие оказывает серьезное, плодотворное влияние на развитие нашей науки.

Академия Наук Венгрии поставила себя целью изданием новой серии *Acta Geologica* способствовать углублению международных связей прогрессивной науки, дальнейшему развитию науки, делу мира, прогресса и дружбы народов.

INTRODUCTION

La renaissance de l'Académie des Sciences de Hongrie ouvre un nouveau chapitre dans l'histoire des sciences hongroises. Les savants hongrois font tous leurs efforts pour servir la cause du peuple travailleur et aider par leurs travaux de recherche le travail créateur de l'édification du socialisme. La République Populaire Hongroise contribue largement, matériellement et moralement, au développement de la vie scientifique de notre pays. Dans notre pays, le travail scientifique jouit d'une estime et d'un soutien tels qu'il n'a encore jamais joui au cours de notre histoire. Une des caractéristiques de notre vie scientifique renaissante est le contact entre la vie scientifique et la vie pratique de notre pays. Cette influence réciproque se fait fructueusement sentir dans le développement de notre vie scientifique.

Le but de l'Académie des Sciences de Hongrie, en publiant la nouvelle série des *Acta Geologica*, est de contribuer par là au développement des relations internationales de la science progressiste, au développement de la science, à la défense de la Paix et du progrès, et au développement de l'amitié entre les peuples.

EINLEITUNG

Die Wiedergeburt der Ungarischen Akademie der Wissenschaften eröffnete einen neuen Abschnitt in der Geschichte der ungarischen Wissenschaft. Die ungarischen Gelehrten bemühen sich auf jede Art und Weise der Sache des werktätigen Volkes zu dienen und mit ihren Forschungen die schöpferische Arbeit des Aufbaues des Sozialismus zu fördern. Zur Entwicklung des wissenschaftlichen Lebens in unserem Lande trägt die ungarische Volksrepublik mit riesiger materieller und moralischer Hilfe bei. Die wissenschaftliche Arbeit in unserer Heimat wird in solchem Masse geschätzt und unterstützt, wie noch niemals in unserer Geschichte. Einer der charakteristischen Züge unserer wiedergeborenen Wissenschaft ist die Verbindung zwischen der wissenschaftlichen Theorie und der Praxis im Leben unseres Landes. Diese Wechselwirkung ist von ernstem, fruchtbarem Einfluss auf die Entwicklung unseres wissenschaftlichen Lebens.

Mit der Ausgabe der neuen Serie der Acta Geologica verfolgt die ungarische Akademie der Wissenschaften das Ziel, beizutragen zur Vertiefung der internationalen Verbindungen der fortschrittlichen Wissenschaften, zur Weiterentwicklung der Wissenschaft, zum Frieden und zum Fortschritt, zur Sache der engeren Freundschaft zwischen den Völkern.

INTRODUCTION

The rebirth of the Hungarian Academy of Science has opened a new chapter in the history of Hungarian science. The scientists of Hungary endeavour in every way to serve the cause of the working people and with their research work to help in the creative task of building socialism. The Hungarian People's Republic affords vast help and encouragement to the development of the scientific life of our country and scientific work in Hungary today is honoured and aided to an extent that is unparalleled in the history of the land. One of the characteristic features of our reborn science is the connection between scientific theory and the practical life of the country. This inter-relation has a profound stimulative effect on the development of our scientific life.

The aim of the Hungarian Academy of Science in starting the new series of *Acta Geologica* is to contribute to the improvement of the international relations of progressive science, to the further development of science, to the cause of peace, progress and the closer friendship of the peoples.

DER BARYT VON SUKORÓ

J. ERDÉLYI

Naturhistorisches Museum, Budapest.

Eingegangen am 13. II. 1952

Baryt aus dem Gebirge von Velence ist seit langem bekannt. Verfasser hat ein Barytvorkommen von dem Kontakt Granits und Andesits aus dem Gemeinde-Steinbruch von Nadap beschrieben. [1] Den von NW nach SO streichenden Schwerspätgang am Südhang des Meleg-Berges erwähnen schon *F. Schafarik*, *A. Vendl* und *B. Jantsky*. [2]

Mit diesem spätig-körnigen, derben Barytgang hat sich bisher niemand beschäftigt, da der geeignete Aufschluss fehlte. Im Laufe der Jahre 1948—49 aber haben, nach privatem Beginnen, staatliche Unternehmungen die Aufschliessung und Ausbeute des Barytganges in die Hand genommen. Während des Abbaues des Ganges sind ausser dem derben Baryt auch in Spalten aufgewachsene Barytkristalle und andere Begleitminerale zum Vorschein gekommen. Die Untersuchung dieser Baryt-Kristalle führte zu interessanten Ergebnissen. Die Kristalle treten in drei Generationen aufeinander gewachsen auf. Es zeigte sich, dass von den Kristallen der drei Generationen zwei identischen Typs sind. Die bei oberflächlicher Betrachtung für Volynotyp gehaltenen gestreckten prismatischen Kristalle sind aber eigentlich bei der Anfangstemperatur der epithermalen Metasomatose (200° — 100°) kristallisierende, nach der *a*-Achse gestreckte Baryt Typ Herkules. Diese sind meistens an die bei niedriger Temperatur kristallisierenden und mit einer Kruste aus feinen Quarzkörnchen bedeckten Barytkristalle Typ Felsőbánya gewachsen.

Mit den drei genetisch wichtigsten Kristalltypen des Baryts haben sich *G. Kalb* und *L. Koch* [3] in einer Mitteilung befasst. Nach ihren Ausführungen können wir Baryt als die relativ jüngste epihydrothermale bis hydri-sche Bildung ansehen. Den einzelnen Trachttypen schreiben sie eine minerogenetische Bedeutung zu. Der minerogenetisch älteste Typ I ist durch die Wachstumsformen {001}, {011} und {102} gekennzeichnet. Die Kristalle sind meist mehr oder weniger nach der *a*-Achse gestreckt (*Abb. 1*), doch können sie auch nach der *b*-Achse gestreckt erscheinen. Nach dem schönen Vorkommen auf Grube Herkules bei Eissen wird er als *Typ Herkules* bezeichnet. Diesen Typ findet man charakteristisch auf allen Barytgängen. Die vorherrschenden Formen des Typ II sind {001} und {110}, mit denen sich die für Typ I wichtigen Formen {102}

und $\{011\}$ mit kleineren Flächen kombiniert haben. Nach dem ausgezeichneten Vorkommen von Felsőbánya wird er als Typ Felsőbánya benannt. Bei Sukoró findet man diese zwei Typen in drei Generationen. Die Reihenfolge ist II—I—II. Der Typ III, der nach der c -Achse gestreckte, prismatisch ausgebildete Volnyn-typ, kommt hier nicht vor.

Die stets längs der Spalten ausgebildeten Barytkristalle sind stellenweise von Fluorit begleitet, der die feinen Spalten ausfüllt und spärlich von sulfidischen Erzen (PbS , FeS_2). FeS_2 hat sich teils als Pyrit, teils als Markasit kristallisiert. Die in Hexaeder-Oktaeder-Kombination auftretenden Pyritkristalle findet man sowohl in den Baryten Typ Herkules als Einschlüsse eingewachsen, als auch an ihnen aufgewachsen; Markasit als Einschluss kommt nur in den Kristallen Typ Felsőbánya vor. Diese Erscheinungen stehen in Übereinstimmung mit der höheren Bildungstemperatur des Pyrits und mit der niedrigeren des Markasits. Pyrit und die Kristalle Typ Herkules der 2. Generation kristallisierten sich also gleichzeitig; ebenfalls gleichzeitig, doch bei niedrigerer Temperatur (100° — 50°) bildeten sich die Kristalle Typ Felsőbánya in der 3. Generation, sowie Markasit.

Wie lässt sich die Bildung der unmittelbar auf dem derben Baryt sitzenden Kristalle Typ Felsőbánya, der ältesten von den drei Generationen erklären? An diesen Kristallen sind messbare Flächen sehr selten zu sehen. Ihre Oberfläche ist rau, korrodiert und beinahe immer von einer aus kleinwinzigen Quarzkristallen bestehenden Rinde überkrustet. Bei der ersten Besichtigung fällt aber am eigentümlichsten die Erscheinung auf, dass die Baryte der 2. Generation Typ Herkules auf diese mit Quarz bekrusteten Baryte von rauher Oberfläche, parallel orientiert, meist an der a - oder b -Achsenende aufgewachsen sind (Abb. 2—3). Man kann diese Erscheinung so erklären, dass die Quarzkruste die Kristalle der 1. Generation nicht gleichförmig bedeckt, sondern an einzelnen Stellen fehlt, besonders an den Ecken (an den a - und b -Achsenenden). Die so freigebliebenen Barytoberflächen spielten bei der späteren Kristallisation die Rolle des Kristallisationszentrums. Eine interessante Erscheinung ist auch, dass an einzelnen Kristallen der 1. Generation die der 2. bzw., an letzteren die der 3. Generation mantelartig angewachsen sind. So kommt es vor, dass man in einem Kristall Typ Herkules als Einschluss einen Kristall Typ Felsőbánya findet und umgekehrt.

In einzelnen Kristallen Typ Felsőbánya sieht man feine, bläulich, grünlich, manchmal rötlich schimmernde Nadeleinschlüsse, die stellenweise haarförmig gekrümmt sind. Auf Grund der letzteren Eigentümlichkeit ist anzunehmen, dass man es hier mit Millerit zu tun hat. Als eine begleitende Erscheinung ist zu erwähnen, dass der Granit in der Nähe des Barytganges stark kaolinisiert ist, woraus man auf lebhaftes Kohlensäuretätigkeit schliessen kann.

Auf Grund des Gesagten ist bezüglich der Bildung des Baryts von Sukoró folgendes festzustellen:

Der Barytgang ist das Produkt der hydrothermalen Tätigkeit der Granitintrusion. In eine Kontraktionsspalte des Granits ist auf etwa 200° abgekühlte, mit BaSO_4 gesättigte hydrothermale Lösung (epithermale Metasomatose) eingedrungen. Die Lösung konnte, vermöge des hohen CO_2 -Gehaltes, BaSO_4 viel besser lösen, als reines Wasser. Falls noch grosser Druck hinzukam, ist es verständlich, dass hier eine mit BaSO_4 gesättigte Lösung vorhanden war. (Hier ist noch zu bemerken, dass die kritische Temperatur des CO_2 31° C und der kritische Druck 77 Atm. sind.)

Die Temperatur dieser gesättigten Lösung sank bei langsamer Abkühlung unter den Kristallisationspunkt des Typs Herkules, und es kam eine übersättigte Lösung zustande. In dieser übersättigten Lösung ist die Kristallisation zufolge irgendeiner Störung bei der Kristallisationstemperatur des Baryts Typ Felsőbánya plötzlich eingetreten, und wie es bei übersättigten Lösungen üblich ist, hat sich ein Kristallbrei gebildet, woraus dann, fest geworden, der bekannte, derbe, spätig-körnige Baryt entstand. Bei weiterer Abkühlung bildeten sich Spalten im derben Baryt, auf welchen — entsprechend der Temperatur — sich Barytkristalle Typ Felsőbánya kristallisierten. In diese Spalten sickerte aus der Tiefe wieder 200°-ige, aber nunmehr mit BaSO_4 nicht gesättigte Lösung ein, die zugleich Kieselsäure (SiO_2) und Erzspreuen mit sich brachte. Daraus ist erstens Quarz ausgeschieden, der die an den Wänden der Spalten sich gebildeten Kristalle Typ Felsőbánya in Form einer feinen Kruste eingehüllt hat; da sie eine mit BaSO_4 nicht gesättigte Lösung war, griff (korrodierte) sie die Oberfläche der ausgebildeten Barytkristalle an. So wurde sie durch Auflösung der Baryte der 1. Generation gesättigt. Nachdem sie ein wenig abgekühlt war, setzte die Kristallisation des Pyrits und des der Temperatur entsprechenden Baryts Typ Herkules ein. Bei weiterer Abkühlung haben sich Baryte erst Übergangstypen (die Verfasser später behandeln wird), dann jene vom Typ Felsőbánya gebildet. Gleichzeitig kristallisierte sich Markasit, der in den Kristallen Typ Felsőbánya eingeschlossen, bzw. an ihnen angewachsen zu finden ist. Mit der Bildung der Kristalle Typ Felsőbánya war die Kristallisation des Baryts beendet.

Im Laufe der Kristallisation ist Markasit das letzte Gebilde, dessen Kristalle nicht nur auf Baryt, sondern auch auf Pyrit gewachsen zu finden sind. Die an die Kristalle der 1. Generation gewachsene Quarzkruste besteht aus kleinwinzigen trigonalen β -Quarzkristallen mit den terminalen Flächen $r(10\bar{1}1)$, mit beinahe 90°-igem ($r:r' = 85^\circ 46'$) Rhomboederwinkel.

Am Baryt von Sukoró kann man — auf Grund des Gesagten — die folgenden Kristalltypen beobachten:

1. Korrodierte, mit Quarzkruste überzogene Kristalle Typ Felsőbánya, an welchen nur die Formen $\{001\}$ und $\{110\}$ zu unterscheiden sind.
2. An die Vorgenannten gelagerte, oft parallel orientiert angewachsene, wasserhelle, formenreiche Kristalle Typ Herkules.

3. An die Kristalle der 1. und 2. Generation unmittelbar gelagerte oder unregelmässig durcheinander gewachsene Kristalle Typ Felsőbánya. An Formen und Kombinationen sind diese letzteren nicht so reich wie die Kristalle Typ Herkules. Zwischen die Typen Herkules und Felsőbánya etwa als Übergangstyp stellen sich diejenigen Barytkristalle, an welchen die (110) so wie (102) und (011) Flächen sich beinahe im Gleichgewicht entwickelt haben.

Während der Untersuchung wurden goniometrische Messungen an 40 Kristallen durchgeführt. Die beobachteten Kristallformen sind folgende :

$a\{100\}$	$d\{102\}$	$r\{112\}$
$b\{010\}$	$D\{302\}$	$f\{113\}$
$c\{001\}$	$\varepsilon_1\{605\}$	$q\{114\}$
$m\{110\}$	$l\{104\}$	$v\{115\}$
$\lambda\{210\}$	$\sigma\{011\}$	$y\{122\}$
$\eta\{320\}$	$\varphi\{012\}$	$\mu\{124\}$
$\chi\{130\}$	$z\{111\}$	

Die Indizes der letzteren waren wegen ihrer Kleinwinzigkeit nur aus den Zonenverhältnissen zu bestimmen.

Zur Berechnung der Winkelwerte wurde das Achsenverhältnis *Helmhacker's* [4] angewendet ($a : b : c = 0,8152 : 1 : 1,3136$), bei den Untersuchungen die *Hauy'sche* Aufstellung zu Grunde genommen.

Die beiden Typen angehörigen Barytkristalle von Sukoró haben Kombinationen in Menge. Besonders steht dies für die Kristalle Typ Herkules, an welchen 19 verschiedene Kombinationen zu beobachten waren.

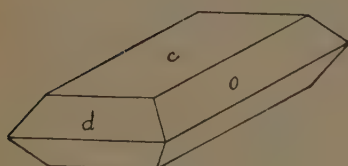


Abb. 1

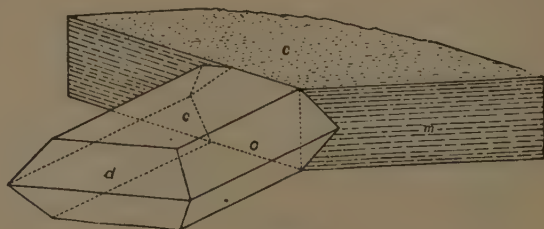


Abb. 2

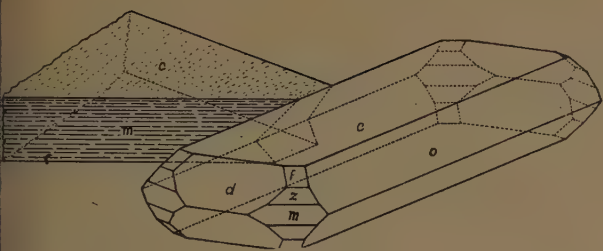


Abb. 3

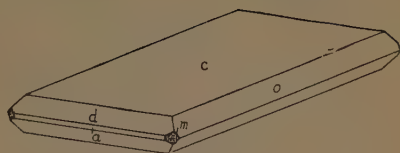


Abb. 4

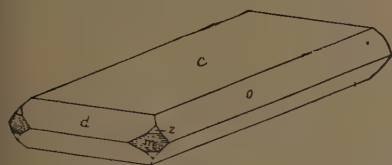


Abb. 5

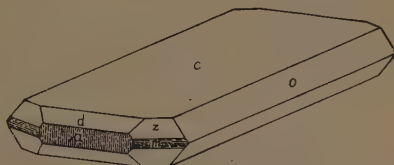


Abb. 6

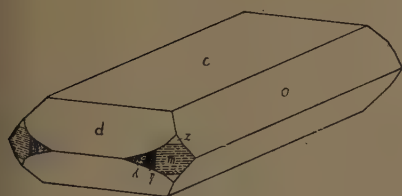


Abb. 7

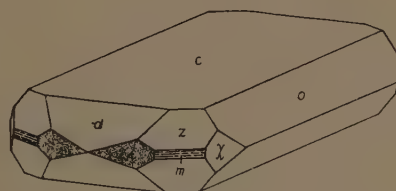


Abb. 8

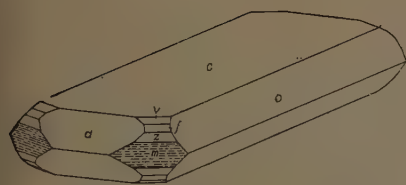


Abb. 9

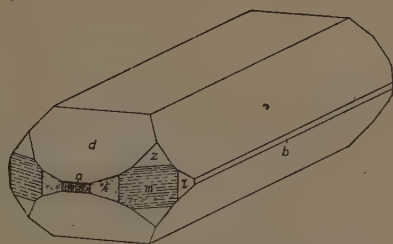


Abb. 10

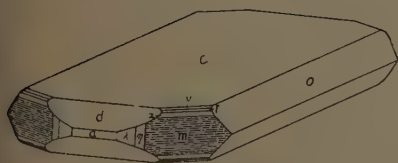


Abb. 11

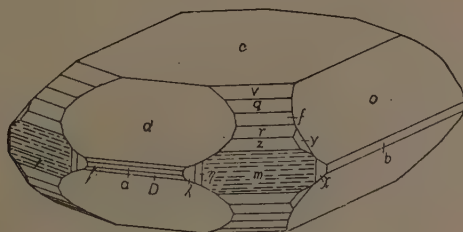


Abb. 12

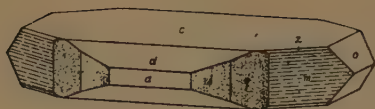


Abb. 13



Abb. 14

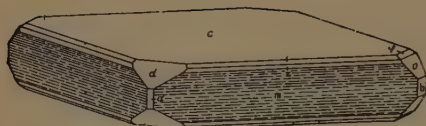


Abb. 15

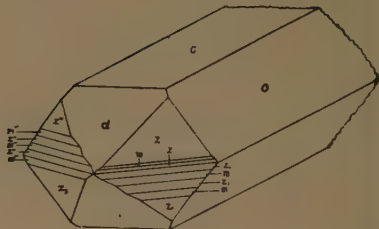


Abb. 16

Die Kombinationen sind in den folgenden Tabellen zusammengestellt :

Typ Herkules :

1. c, o, d (Abb. 1)
2. c, o, d, m, a (Abb. 4)
3. c, o, d, m, z (Abb. 5)
4. c, o, d, m, a, z (Abb. 6)
5. c, o, d, m, z, y
6. c, o, d, m, z, η , λ (Abb. 7)
7. c, o, d, m, z, χ , λ (Abb. 8)
8. c, o, d, m, z, f, v (Abb. 9)
9. c, o, d, m, λ , η , a
10. c, o, d, m, a, z, f, v
11. c, o, d, m, z, f, a, b
12. c, o, d, m, a, z, λ , η
13. c, o, d, m, a, η , λ , f, v
14. c, o, d, m, z, λ , a, b, χ (Abb. 10)
15. c, o, d, m, a, η , λ , z, f, v (Abb. 11)
16. c, o, d, m, z, f, v, a, b, λ , η
17. c, o, d, m, v, f, z, a, b, λ , η , χ
18. c, o, d, m, z, r, f, q, v, a, b, y, λ , η , χ
19. c, o, d, m, z, r, f, q, v, a, b, D, y, λ , η , χ (Abb. 12)

Diese letztere ist die an Kristallformen reichste Kombination.

Typ Felsőbánya :

1. c, m, o, d
2. c, m, o, d, a
3. c, m, o, d, z
4. c, m, o, d, a, z

5. c, m, d, o, λ , η , a, z (Abb. 13)
6. c, m, o, d, a, b, z, v (Abb. 14)
7. c, m, o, d, a, b, z, ε_1
8. c, m, o, d, a, b, f, z, φ (Abb. 15)
9. c, m, o, d, f, v, z, a, b
10. c, m, o, v, f, z, b, χ , η (Ein Fragment)

Die Kristallformen sind in der Reihe ihrer Kombinationswichtigkeit verzeichnet.

Von dem Typ Herkules sind die Kombinationen 15—17 und 19 (s. Abb. 11—12.), vom Typ Felsőbánya die Kombination 5. (s. Abb. 13) als Übergangstyp zwischen I und II zu betrachten, aber Übergangstypen sind auch zwischen den einfacheren Kombinationen zu finden.

Von ganz eigenartiger Tracht ist ein Kristall der Kombination c, o, d, m, z, der auf den ersten Blick an einen Quarzkristall erinnerte, den die Kombination der Prisma I. St. und der beiden Rhomboeder I. St. zustande gebracht hatte (Abb. 16). Bei näherem Betrachten erwies es sich aber, dass von den scheinbaren Rhomboederflächen zwei gegenüberliegende vertikal (an Abb. 16 horizontal) gerieft sind. Bei der Messung ergab sich, dass man es hier mit einem solchen Barytkristall zu tun hat, an welchem die Flächen (001) und (011) sich in gleicher Grösse in Gleichgewicht entwickelt hatten. Ebenfalls in Gleichgewicht mit identischer Grösse haben sich die Flächen (102) und (111) entwickelt, aber die Flächen z_1 ($11\bar{1}$) und z''' ($1\bar{1}1$) riefen, sich wiederholend, die Flächen m(110), bzw. m''' ($1\bar{1}0$) in Form schmaler Streifen. Die Ausbildung des scheinbar hexagonalen Prismas macht der Umstand verständlich, dass der Winkel c : o nahezu 60° ist ($c : o = 001 : 011 = 52^\circ 43' 8''$).

Zusammenfassend, ist vom Baryt von Sukoró folgendes festzustellen :

Die Kristalle gehören zu den Typen Herkules (I) und Felsőbánya(II). Sie haben sich in drei Generationen gebildet. Die Bildungsreihe ist : II—I—II.

Der Baryt von Sukoró ist ein Gangbaryt epihydrothermalen Ursprungs, der als gesättigte Lösung aus der Tiefe emporstieg; nach langsamer Abkühlung unter den Kristallisationspunkt setzte die Kristallisation aus übersättigter Lösung ein. Deshalb ist zuerst ein Kristallbrei (derber Baryt) entstanden mit Kristallen Typ Felsőbánya an den Spaltenwänden. In diese Spalten ist eine ungesättigte Barytlösung gesickert, welche die ausgebildeten Barytkristalle korrodierte (löste); so wurde die Lösung langsam gesättigt. Aus dieser Lösung kristallisierten sich die Baryte und mitgebrachten Mineralien nunmehr in normaler Reihenfolge. Da Baryt und Fluorit die letzten Mineralien der epithermalen Metasomatose sind, musste die Ausscheidung der Erze aus den hydrothermalen Lösungen in grösserer Tiefe erfolgt sein. Darauf verweisen die durch Schwerspatlösung mitgerissenen Erzspuren (Galenit, Pyrit, Markasit).

ZUSAMMENFASSUNG

Aus den Spalten des in der Nähe der Ortschaft Sukoró, an der Südseite des zum Velence-Gebirges gehörenden Meleghegy gelegenen spätig-körnigen Barytganges kamen im Laufe der Jahre 1948—49 schöne aufgewachsene Barytkristalle zum Vorschein. Auf Grund der goniometrischen Untersuchungen, die der Verfasser dieser Abhandlung an diesen Barytkristallen vornahm, konnten die Verhältnisse der Barytbildung festgestellt werden. Die Kristalle entwickelten sich in drei Generationen, von denen zwei dem gleichen Typ angehören. Diese Typen sind alle *Kalbsche* hydrothermale Typen. Die Reihe der Kristallausscheidung ist: Typ Felsőbánya — Typ Herkules — Typ Felsőbánya. Die Kristalle vom Typ Felsőbánya der ersten Generation werden von einer aus kleinen Quarzkristallen bestehenden Kruste bedeckt. An diese mit Quarz bedeckten Kristalle sind die Kristalle vom Typ Herkules der zweiten Generation meistens parallel angewachsen.

Der Barytgang ist das Produkt der hydrothermalen Tätigkeit der Graniteruption. An den Kristallen konnten folgende Typen festgestellt werden:

1. Mit Quarzkruste überzogene Kristalle vom Typ Felsőbánya.
2. An letztere häufig parallel angewachsene wasserklare, formenreiche Kristalle vom Typ Herkules.
3. An die Kristalle von 1. und 2. unmittelbar gelagerte oder unregelmässig durcheinander gewachsene Kristalle vom Typ Felsőbánya oder von Übergangstypen.

Auf Grund von goniometrischen Messungen an 40 Kristallen wurden folgende Kristallformen festgestellt:

a{100}	d{102}	r{112}
b{010}	D{302}	f{113}
c{001}	e ₁ {605}	q{114}
m{110}	l{104}	v{115}
λ{210}	o{011}	y{122}
η{320}	φ{012}	μ{124}
χ{130}	z{111}	

An den Kristallen wurden 19 Kombinationen des Typs Herkules und 10 des Typs Felsőbánya beobachtet. Die interessantesten dieser Kombinationen sind in den Abbildungen 1—16 dargestellt. Die in bezug auf die Bildungsverhältnisse erhaltenen Resultate waren: Der Baryt von Sukoró ist ein Gangbaryt epihydrothermalen Ursprungs, der in der Form einer gesättigten Lösung aus der Tiefe emporstieg. Er kühlte sich langsam bis unter den Kristallisationspunkt ab, und infolgedessen setzte die Kristallisation aus übersättigter Lösung ein. So bildete sich zuerst Kristallbrei (derber Baryt) mit den dieser Temperatur entsprechenden Kristallen vom Typ Felsőbánya. In die Kontraktionsspalten des derben Baryts sickerte aus der Tiefe wieder eine ungesättigte Lösung ein, aus der dann bei der Abkühlung die mitgebrachten Mineralien in normaler Reihenfolge kristallisierten. Da der Baryt und der Fluorit die letzten Mineralien der epithermalen Metasomatose sind, konnten sich die Erze aus den hydrothermalen Lösungen in grösserer Tiefe ausscheiden. Darauf weisen auch die vom Baryt mitgerissenen Erzspuren hin.

SCHRIFTTUM

1. Dr. Erdélyi J.: A Nadapi Barit és Hematit. (Der Baryt und Hämatit von Nadap). (Földt. Közl. Bd. LXIX. H. 10—12. S. 1—6.)
2. Dr. Vendl A.: A Velencei Hegység Geológiai és Petrográfiai Vizsnyai (Die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Gebirges von Velence). (A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve. Bd. XXII. H. 1. S. 60.)
3. Kalb, G.-Koch, L.: Die Kristalltracht des Baryts in minerogenetischer Betrachtung. (Z. f. Krist. Bd. 78. S. 169—172. 1931.)
4. Helmhacker: Denkschrift. Wien. Akad. math. nat. Kl. 32. 1872. Abt. 2. S. 65. (S. Hintze: Handb. d. Min. Bd. I. Abt. 3. Hälfte II. S. 3782.)

БАРИТ РАЙОНА д. ШУКОРО

Я. Эрдельи

Резюме

Из трещин толстой, зернистой баритовой жилы, простирающейся вблизи деревни Шукоро, на южном склоне горы Мелег, относящейся к горам у Веленце, в течение 1948—49 г. были найдены хорошо-разросшиеся кристаллы барита. На основании морфологического исследования кристаллов барита автор установил условия образования барита. Кристаллы развивались в трех генерациях, из которых две относятся к идентичному типу. Эти типы являются гидротермальными типами Кальба (3). Порядок кристаллизации: тип Фельшёбанья, тип Геркулеш, тип Фельшёбанья. Кристаллы типа Фельшёбанья первой генерации покрыты корой, состоящей из мелких кристаллов кварца. На эти кристаллы, покрытые кварцем, нарастали кристаллы типа Геркулеш второй генерации, в большинстве случаев с параллельной ориентацией.

Баритовая жила является продуктом гидротермального действия гранитовой эрупции. На кристаллах обнаруживаются следующие типы:

1. Кристаллы типа Фельшёбанья, покрытые кварцевой корой.

2. Прозрачные кристаллы типа Геркулеш, богатые формами, выросшие на предыдущие часто с параллельной ориентацией.

3. Кристаллы типа Фельшёбанья, как переходного типа, непосредственно неправильно выросшие на кристаллы первой и второй группы.

На основании гониометрических исследований, проведенных на 40 кристаллах, автор установил следующие облики кристаллов:

$a\{100\}$	$d\{102\}$	$r\{112\}$
$b\{100\}$	$D\{302\}$	$t\{113\}$
$c\{001\}$	$e_1\{605\}$	$q\{114\}$
$m\{110\}$	$l\{104\}$	$v\{115\}$
$\lambda\{210\}$	$o\{011\}$	$y\{122\}$
$\eta\{320\}$	$\varphi\{012\}$	$\mu\{124\}$
$x\{130\}$	$z\{111\}$	

На кристаллах он обнаружил 19 комбинаций типа Геркулеш и 10 комбинаций типа Фельшёбанья. Самые интересные из них изображены на рисунках 1—16. Результаты исследований, относящихся к условиям образования: Барит района Шукоро является жильным баритом эпигидротермального происхождения, который поступил из глубины в виде насыщенного раствора и охлаждаясь ниже точки кристаллизации, кристаллизовался из перенасыщенного раствора. Впервые образовывалась кристаллическая масса (толстый барит) с кристаллами типа Фельшёбанья, соответствующими температуре. В контракционные трещины толстого барита из глубины просачивался ненасыщенный раствор, из которого при охлаждении кристаллизовались в нормальном порядке поднятые минералы. Так как барит и флюорит являются последними минералами эпигидротермального метасоматоза, руды по всей вероятности выделились из гидротермальных растворов на больших глубинах. На эту возможность указывают следы руд, поднятых баритом.

LEAD ORES AND FOSSILIFEROUS DINANTIAN (LOWER CARBONIFEROUS) AT SZABADBATTYÁN

By
A. FÖLDVÁRI

University of Debrecen (Hungary)

Lecture delivered at the Congress of the Hungarian Academy of Sciences, December 11, 1951

Stratigraphy of the Mine Workings

The topmost formation exposed in the mine is white crystalline limestone. Through metamorphism by metalliferous solutions breaking up from depth this white crystalline limestone has been transformed to brown coarser-grained limestone, of 7—8% average Fe_2O_3 content, accompanying the lead ore. The grade of crystallinity of the limestone is varying; the white limestone is from fine-grained, scarcely crystalline to medium-grained marble-like. The metamorphosed brown variety is always coarser, up to the size of some centimetres, and of spathic structure. The contact of the two limestones is irregular, but mostly rather sharp. The location of the brown limestone shows a typical soaked zone. The contact line between them crosses the stratification as well as cleavage planes due to the effect of pressure. The rocks suffered strong tectonic strain producing prismatic structure with the usual planes of separation according to three main directions. The real stratification is mostly found out with difficulty from among the different parting planes.

There are no positive data relative to the age of the limestones: the majority of geologists consider the crystalline limestones Carboniferous or Devonian. They are not identical with the Devonian crystalline limestones of West Hungary, as according to my investigations the limestones of Szabadbattyán are very pure, while those of West Hungary contain much mica and other silicates.

One mine drift disclosed under the crystalline limestone an interesting sequence of strata consisting principally of dark gray, to a lesser extent black shales, with interbedded white and black sandstones and black limestones. This series is as much strained tectonically as the crystalline limestone. The layers of argillaceous shale are chaotically folded, with slaty structure nearly on end, shiny partings and slip planes due to pressure. Prismatic partings according to crosswise planes of separation due to pressure in the shale are so dense as to produce laminated and fragmentary structure. The sandstones and black

limestones, in accordance with their greater rigidity do not show chaotic folding but are fragmented and have better preserved their original stratification.

Quartzites irregularly folded between layers of argillaceous shale have to be mentioned here. These are light gray, entirely crystalline and contain pyrite crystals. Though they have the appearance of layered rocks, I regard them as fragments of a vein infolded with the slate by tectonic movements.

The black limestone contains marine fossils after which it can be correlated with the upper zone of the Visean Stage of the Lower Carboniferous (Dinantian) Series. In the slimed residue of the slate and in microscopic sections prepared from sandstone no fossils were found. The shales may be considered lagunar formations the age of which can be determined by the time of marine transgressions corresponding to the interbedded limestones. Through the close relation between the black limestone and the shales the latter are also to be correlated as Lower Carboniferous.

Tectonic position of the series

The crystalline limestone forms a trough (syncline) above the shale. On the whole, the body of crystalline limestone is boat-shaped with its main axis oriented northeast-southwest; its bottom surface is bounded all round with argillaceous shale.

Between the two beds unconformity of stratification is observable; between crystalline limestone and black shale there is a belt of withered yellow shale in which rounded-off and polished fragments of the limestone were found with scratches indicating faults. This belt corresponds to a zone of overthrust, crush, and rolling out of the shale. According to the investigations made hitherto the shale always contacts the limestone along a tectonic plane, and the belt of yellow clay is found between them.

This overthrust tectonic position of the crystalline limestone explains the stratigraphical unconformity, that the crystallized, evidently older limestone overlies fossiliferous Dinantian (Lower Carboniferous) non metamorphosed and of later origin. It is not necessary to explain this inverted position of strata by complicated hypotheses, e. g. that the bottom wing of a fold toppled over has been found at Szabadbattyán, or that the crystalline limestone suffered contact metamorphosis from a granite body above it, and the underlying less reactive slate and the interstratified and thus protected Carboniferous limestone did not suffer metamorphosis. According to my investigations the crystalline limestone cannot be regarded altered Lower Carboniferous limestone, because the former is very pure and scarcely contains silicate minerals insoluble in hydrochloric acid, while in the Lower Carboniferous limestone there is much insoluble mineral substance. In case of a supposed contact metamorphosis these

should have remained. For the same reason they cannot be correlated with Devonian crystalline limestones of West Hungary. From this point of view it most resembles the Dachsteinkalk of the Upper Triassic, but it cannot be identified with the latter because of its close relation to Paleozoic strata.

This crystalline limestone has been at least twice subjected to tectonic movements. On the faces of the big Polgárdi limestone quarries, not disturbed for years, weathering has prepared for study the strata of a hidden, intensive (partly chaotic) folding. Among its features smaller lying and overturned folds are recognizable. These folds were also recognized by I. Kiss independently of me.

The intensive folding is to be considered the oldest tectonic movement that affected the crystalline limestone. It is probably contemporaneous with the movement that pushed the crystalline limestone over the Lower Carboniferous series. Another tectonic phase presents itself in the broad, regular domes mapped by A. Vendl. These broad domes are still well visible on the territory; their origin is doubtlessly due to lateral pressure that buckled the body of the limestone into soft arches, covered the original, intensive sometimes chaotic folds and produced planes of separation parallel to the domes (secondary slaty structure or foliation) and diaclasses causing prismatic (parelloiped) cleavage.

This prismatic cleavage camouflaging the original folding explains why it is so difficult to find the dip of the strata in the deep workings of the lead ore mine.

The third and latest movement fractured the crystalline limestone bed along fault planes and formed it into a crowded series of blocks conspicuously pictured on A. Vendl's map. The faults between the blocks, conspicuous on the surface, yielded channels to hydrothermal solutions breaking up from depth which soaked the crystalline limestone and re-crystallized it, producing the brown altered limestones. The fractures dividing the several blocks because of their lesser voids were fit for letting through less solution than the larger border faults of the chain of blocks of crystalline limestone.

Overall tectonic location in the structural picture of Transdanubia

Results of prospection at Szabadbattyán have brought great changes in the interpretation of the overall picture of the tectonics of Transdanubia.

On basis of the geological map of the Lake Balaton region by L. Lóczy senior the universally adopted view was that pre-Permian strata of Transdanubia consisted of crystalline schists broken through by granites. This range of crystalline schists-granite is located in the tectonic rift valley of the Balaton and Velence lakes and forms the foreland of the structural units built up of the Upper Permian-Mesozoic strata of the Bakony—Vértes—Buda Mountains. On basis of data of my investigations at Szabadbattyán I thought necessary

to revise the old literature. I surveyed areas mapped by L. Lóczy sen. as crystalline schists in order to examine the possibility of their classification.

The spot of crystalline schists found at Urhida, 3 km north of Szabadbattyán is mainly composed of schistose-quartzite and to a lesser extent of phyllites. Because of incomplete disclosure of the rocks only opening up operations could give data on their structure. Shales of the type of Szabadbattyán or other Carboniferous rocks could not be found on the surface. Regarding its stratigraphic position this group of strata is to be regarded as underlying the Carboniferous sediments. Between Urhida and Szabadbattyán the surface is covered by Pliocene and Pleistocene strata. Below these basin deposits consisting of Older Tertiary strata are also to be expected because at Urhida Eocene border sediments (of Forna and Iszkaszentgyörgy type) of the Vértes Mountains transgress upon crystalline schists. In spite of these superincumbent beds Paleozoic strata are expected here at minimum depth because of the uplifted position of this block. In the sunkland between Velence and Vértes Mountains, according to borings at Lovasberény, Miocene beds also appear in the sediments of the basin and Paleozoic strata can be expected only at greater depth.

Two concepts are possible of the Paleozoic strata of the area between Urhida and Szabadbattyán: one is that Paleozoic strata fill up this area in the form of a unitary syncline; the other possibility is that they form several parallel anticlinal and synclinal structures. In the latter case the different beds are located in several parallel bands. It is not excluded either, that the continuation of the granite of the Velence Mountains lies at shallow depth, as the Székesfehérvár bore penetrated diorite at greater depth, and the area of Urhida-Szabadbattyán is in a much more elevated position relative to Székesfehérvár.

South-west of Szabadbattyán, at Balatonfőkajár, on Somlyó Hill, phyllites, schistose-quartzite, in some places more crystallized pieces of rock that may be considered micaschists are found. On Kőhegy (hill), at Füle, between Szabadbattyán and Balatonfőkajár, Upper Permian conglomerate and sandstone is found on the surface. This may be considered the uniform unconformable cover of the Paleozoic basin.

On basis of these facts the Paleozoic basin may be supposed in a belt of 4 km width, with northeast-southwest axis, the borders of which are marked by the phyllite zone of Urhida on the northwest side and by the phyllite band of Balatonfőkajár on the southeast side.

On Lóczy's map crystalline schists are marked between Alsóórs and Felsőórs. Part of these rocks were really found to be phyllites to be classified as crystalline schists, but the black schistose-quartzites (ludites) may very well represent the less metamorphosed Carboniferous sediments. Microscopic sections prepared as yet have not shown recognizable fossils.

In wells drilled at Balatonkenese crystalline limestone and phyllite underlying it were found at 50–100 m depth. The length of the supposed basin may

thus be estimated at 20 km in the direction Szabadbattyán—Balatonkenese—Felsőörs. A fragment of the crystalline limestone of Szabadbattyán was found in a bore at Velence, in the northeastern part of the Velence Mountains. This supports the supposition that the crystalline limestone zone in the sedimentary mantle of the granite leads up to there, covered by younger superincumbent strata.

Gy. Szalánczi reports Triassic limestone from bores at Igal, Somogy County, overlain by basin sediments. Samples showed much resemblance with the Szabadbattyán limestone, and it is possible that the Paleozoic strata can be found at the bottom of the basin of Lake Balaton.

Our knowledge of the young basin between Velence and Vértes Mountains in continuation of the Sárrét moorland is very limited. In this area, under Upper Permian beds, the Paleozoic group may be supposed in the superincumbent strata of the granite of the Velence Mountains.

Type of the lead ore deposits

Lead ores of Szabadbattyán consist of galena and of cerussite and anglesite formed from galena in the oxidized zone. The galena occurs in brown, iron-soaked limestone along the boundary fault of the crystalline limestone zone. The occurrence of lead ore is very capricious; it unquestionably follows a cleft of northeast-southwest direction. On the deeper levels the mineralization can be followed along a greater length than on the upper levels; its strike has hitherto been established along 150 m, its depth down to 50 m. The lead ore seldom follows the planes of separation of the cleft. Over short distances such vein-like strike of the galena and of the accompanying gangue quartz could be observed, but this does not yield the bulk of the ore either as regards quantity or regarding extension. The bulk of the ore occurs in larger or smaller nodules or is impregnated in small grains in the altered brown, ferruginous limestone. The occurrence is of definite metasomatic type. The impregnated belt of brown ferruginous limestone is known in 20 m thickness around the cleft of the vein. The vein contains partly galena, partly clay, partly gangue-quartz, partly coarse-grained spathic gangue-calcite, partly it forms only a clayey cleft. The cleft sometimes continues in open Karstic voids and ducts lined with stalactites. This shows that besides hydrothermal solutions that deposited lead ores, cold Karstic waters, oozing down from above also used the cleft as ducts on their way. These cold waters have worked in quite recent geological times and are contemporaneous with cave waters acting in other limestone areas of the Transdanubian Middle Mountain Range. According to our present knowledge it appears that the formation of lead ore at Szabadbattyán is associated with limestone. Where

there is no limestone liable to metasomatism, there is no lead-ore development either. Besides limestone a wide and deep-reaching cleft or cleavage system is necessary, which assures the conduction of large amounts of hydrothermal metalliferous solutions into the limestone. Wide zones of impregnation, lead ores in workable quantities have hitherto been found only in the environs of the boundary fault of Szabadbattyán.

The origin of hydrothermal waters is to be attributed to the granite of the Velence Mountains. Aplite veins intruding in the crystalline limestone of Polgárdi unquestionably denote the presence of granite under the limestone. The Szabadbattyán crystalline limestone and the Paleozoic series is to be considered the cap of the granite of the Velence Mountains that escaped denudation, under which the granite is hidden at a yet unknown depth. The hydrothermal solutions are thus to be associated with the granite. At Szabadbattyán there is nothing to indicate that any younger magmatic action (andesite) could have produced the mineralization. There is great affinity with the galena-fluor spar-quartz veinlets in the granite and its contact mantle of the Velence Mountains. The quartzite with fluor spar found by A. Vendl on Sárhegy first indicated the presence of fluor spar.

Theoretically there must still be a substantial sequence of layers under the shaft bottom down to the root region of the hydrothermal veins in the granite. While the hydrothermal solutions oozed through the limestone full of crevices in a wide belt, it may be supposed that there was no means of such spreading in the shale, where the entire mineral matter may have been deposited concentrated in the cleft.

Fossils of the Carboniferous strata

In 1943 only in black limestones were found traces of fossils: microfauna in polished microscopic sections, principally Foraminifera. Though these were abundant on the first sections prepared no cross sections of *Fusulina* were found; most of them and the best preserved were an *Endothyra* species closest to the *Endothyra* of the Belgian Dinantian. Another fossil was the section of a big, thin shelled brachiopod of the *Productus* group. The *Productus* group has been recently reclassified many times. The old *Productus* genus was divided into several subgenera. The Szabadbattyán specimen belongs to the *Productus giganteus* group. On basis of older literature it may be assigned to Chao Y. T.'s *Kansuella* genus. To this genus belongs the species of *Productus giganteus* Martin as well which, having passed through the genera of *Productus*, *Gigantella* and *Striatifera*, obtained its place here at last.

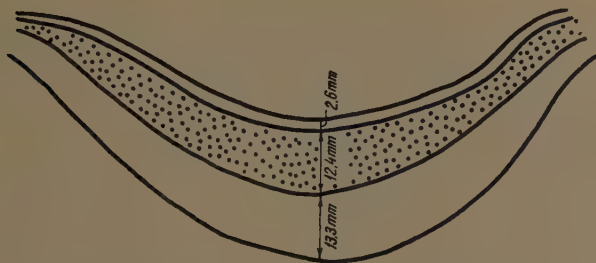


Fig. 1 Cross section of *Kansuella transdanubica* n. sp.

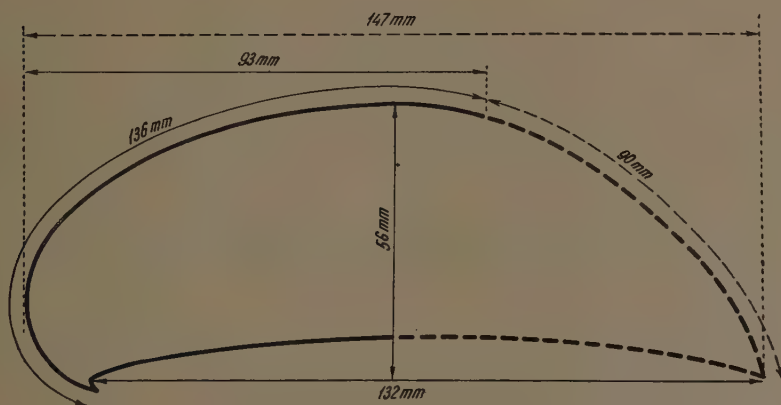


Fig. 2. Longitudinal section of *Kansuella transdanubica* n. sp.

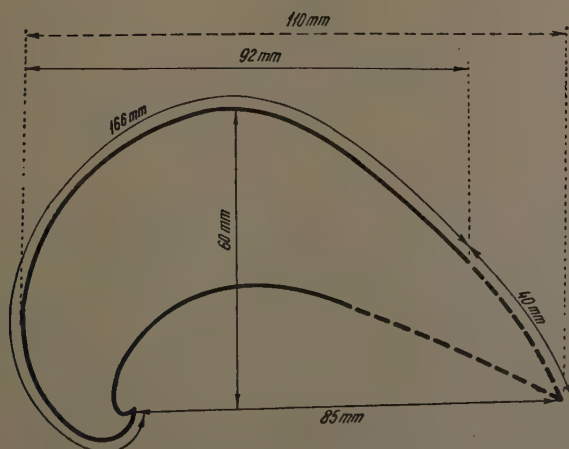


Fig. 3. Longitudinal section of *Kansuella gigantea* Martin

Kansuella transdanubica n. sp.

Of this large-bodied species two ventral valves could be prepared from Szabadbattyán limestone, one with its umbonal portion; the brims of the valve are not complete but broken off. The second specimen is still more deficient; it has no umbo. Though the rock contains in many parts sections of large *Productus* shells, no complete specimen has yet been found. There remain only traces of the dorsal valve. The better preserved specimen could be completed after the curvature, and some dimensions could be determined with approximate accuracy.

It stands closest to the species of *K. gigantea* Martin and *K. kansuensis* Chao, but differs from both by its relative greater height versus width, while the width of the others is 2–3 times their height. Though the borders of the anterior and lateral edges of my specimens were broken off, I could establish that the width and the height of the shell are approximately equal. The ratio of length and width of curvature could be more accurately established, this being on the specimens of *K. transdanubica*: 1,53; on one English specimen of *K. gigantea*, which I thank to the courtesy of J. E. Prentice, University of Manchester, it was 1,5; finally on the *K. kansuensis* it varies according to Chao's data from 1,39 to 1,49. The umbonal angle of *K. transdanubica* is 98° , of *K. gigantea* $110-115^\circ$; of *K. kansuensis*; measured after Chao's figure it is about 108° .

Radial striae measured at 4 cm from the umbo along 5 mm length number as follows on the different species:

K. transdanubica: 7–8.

K. gigantea on the specimen available: 5–6; on Paeckelman's specimens from the German Lower Carboniferous: 3–4.

K. kansuensis, according to Chao: 7–8.

The new species is thus finely striated and is easily distinguishable from *K. gigantea* by the ornaments of its shell.

On the shell of the new species there are no such strongly developed radial ribs as on *K. gigantea*. There is some radial striation but not conspicuous, very flat, of 4–5 mm width.

More conspicuous are concentric ridges (undae) of the shell. On that of the *K. transdanubica* these are sharp in the umbonal region and toward the lateral wings. Toward the umbo they are of 2–2,5 mm width and the grooves between them are of equal depth. Toward the anterior rim the undae are 5–6 mm wide, but the grooves between them remain 2,5–3 mm wide only so that the arrangement of striae shows band form because of the concentric undae. On the interior surface of the ventral valve the narrow straight hinge is visible with a triangular area above it at the umbo. The peculiar curvature of the dorsal valve is well visible in cross-section at the anterior broken-off edge of the specimen.

This cross-section shows that the thickness of the ventral valve attains 13,3 mm, the dorsal valve is only 2,6 mm thick. The visceral cavity between them measures 12,4 mm. The thickness of the new species measured across the two valves may be at this section about 3 cm. Between the two valves there are traces of a third membrane visible in cross-section. These are rests of the diaphragm that closed the anterior rim. The places of origin of the spines (spinae) decorating the shell are well visible. On basis of these it may be stated that the spines are of the same arrangement as on the *K. gigantea*, they are scarce and are spread. The *K. transdanubica* differs from the *K. gigantea* by its smaller curvature, smaller umbonal angle; its area under the umbo widens to a definite triangle, on the middle of the ventral valve there is no crest-like ridge. However, differences are not so great as versus the *K. gigantea*. Thus the *K. transdanubica* may be regarded as the nearest relative of the *K. kansuensis*, which replaces the characteristic species of the Asiatic Carboniferous Mediterranean. It is striking that not even a similar species has ever been described from the Carboniferous of Germany, England, France or Belgium. Against this Chao determines *K. kansuensis* from the Lower Carboniferous of Fergana with reference to *Yanishevsky*. The occurrence in China is from the Visean Stage of the Lower Carboniferous of the province of Kansu.

Another important index fossil belongs to corals. Its cross-sections were found on polished microscopic sections.

Hexaphyllia mirabilis Duncan

This peculiar coral belongs according to O. H. *Schindewolf* to the order of Hexacorallia, to a new suborder: the Heterocorallia. Here belongs only the Heterophyllida family, of very short life, restricted to the Lower Carboniferous and represented only by two genera: the Hexaphyllia (Stuck) and the Heterophyllia (McCoy). These corals are characterized by great length and small diameter. Diameters of the different species may be from 1,8 to 3,3 mm; their length may be up to 50 mm.

Cross sections of the specimen of Szabadbattyán were found in 3 microscopic sections. The secondary bifurcation of the originally tetragonal septum to the hexagon form is striking. This peculiar feature appearing to be a transition from Tetra- to Hexacorallia is so characteristic that there can be no error in recognizing the genus. The diameter of the specimens of Szabadbattyán is 0,7 mm, the thickness of their skeleton is 0,07—0,098 mm. This thickness, the hexagon form, the appearance of spines on the corners corresponding to the septa, refer univocally to the *Hexaphyllia mirabilis* Duncan species. Length of spines on the microscopic section: 0,126—0,21 mm. Basal plates are not visible on my microscopic slides. I had occasion to show my specimen to Prof.

Schindewolf, author of a monography on corals and he approved of my determination.

It occurs in zone D₂ of Upper Visean (Dibunophyllum), in the Lower Carboniferous of England, of Japan, of Novaja Semlja, of the provinces of Tula and Kaluga of the Soviet Union.

Similarly on a microscopic slide an index calcareous alga was found.

Ortonella furcata Garwood

Under the microscope it is found in habitat groups, in the form of smaller or larger concretions, crowds of small tubes of 0,015 mm thickness. Sections were found where the structure of a colony radiating from one center is well visible. Dichotomy of the small tubes at about 40° is well observable. Similarly to other index algae of the Paleozoic Group (e. g. *Mitcheldeania*, *Girvanella*), the *Ortonella* is also an index fossil of zone C₁ (Caninia) of the Tournaisian Stage of the British Lower Carboniferous. This zone is located immediately below the Visean Stage. It was also found in the Belgian Lower Carboniferous.

The other fossils found are not index fossils or are of a state of preservation that does not allow accurate determination. One of them is the shell of a large-bodied *Productus* that after its ornamentation probably belongs to the form-group of *Plicatifera numerosa* Sow. and points to connexion with European occurrences of the Lower Carboniferous. It also occurs in Soviet territory, but *Chao* does not mention it from China. Of Gastropods an *Euphemus* species, not determinable more closely, points to relation with European occurrences of the Lower Carboniferous.

Stratigraphical analysis of the former fossils definitely indicates the Lower Carboniferous series. The *Productus* species and the coral indicate the Visean Stage, more precisely its upper zone; the calcareous alga refers to the upper zone of the Tournaisian Stage. This is conformed by G. Kolosváry who determined Lower Carboniferous corals collected by J. Kiss from Szabadbattyán limestone. From the point of view of correlation the negative statement is of importance, that in the promising microfauna no Fusulinæ were found, this is also in favour of the Lower Carboniferous series. The relationship with eastern, Asiatic occurrences is of importance. The discovery of marine Lower Carboniferous at Szabadbattyán solves important paleogeographical problems. The Tisia mass in the interior of the Carpathians has generally been regarded as a continent dividing the Mediterranean from the area of Middle Europe in the Paleozoic Era. Because of the »Oriental Continent« the Hungarian Basin has remained a white spot on paleogeographic maps. The marine Upper Carboniferous of Dobsina, of the Bükk Mountains holds an isolated position because of the Silesian continental regions on the outer border of the Carpathians. Rakusz

established relative to the Upper Carboniferous the fauna relationship with the Russian Carboniferous but, because of that isolated position, sought connection with the Eastern Carboniferous Sea from the side of the Mediterranean. Z. Schröder discovered marine Permian strata in the Bükk Mountains. These also show eastern lines with their *Lyttonia* and coral fauna. Territorially these are also isolated from the Permian Sea of the eastern territories. Marine Permian (Paleodias of V. Vogl) discovered in Dalmatia and the Karst Mountains also indicates connection from the side of the Mediterranean.

The Lower Carboniferous of Szabadbattyán well fits into the above chain of discoveries. Locally it occupies a key position forming connection between the Paleozoic of the interior of the Carpathians and the Mediterranean Sea. According to the new data, in the sunken area of the former Tisia mass, arranged in zones in the depth of our basins not only Mesozoic but also Paleozoic strata are concealed.

Possibilities of Carboniferous Coal Measures in Transdanubia

The above theoretical interpretations have also practical bearing. In Europe Lower Carboniferous marine sediments are overlain by Coal Measures with coals of high value. In the eastern (Soviet Union and Asia) Lower Carboniferous Coal Measures are also known. On basis of the discovery of the Szabadbattyán Lower Carboniferous it may be supposed that in their superincumbent strata, concealed under younger cover, the Upper Carboniferous Coal Measures may also have been developed. Marine Carboniferous limestones are accompanied by overwhelming amounts of gray-black shales and sandstones. These beds have great importance as country rock of coal seams.

Measurements on *Kansuella*. Dimensions in millimetres

Species	Max. height	Height between hinge and anterior end	Length of curvature from umbo to anterior end	Length of hinge	Width of shell	Depth of ventral valve	Umbonal angle	Proportion between length and height of curvature	Number of ribs (striae) at 40 mm from umbo, along 5 mm.
<i>Kansuella transdanubica</i> n. sp. Szabad-battyán, Visean	completed: 147	completed: 132	completed: 226	completed: ?	completed: ?	completed: ?			
	93	78	remaining specimens: 136	63	116	56	98°	1:53	7-8
<i>Kansuella giganta</i> . Martin, Ticknal, Leicestersh. Engl., Visean, D ₂ zone	completed: 132	completed: 85	completed: 206	completed: ?	completed: ?	completed: ?	114°	1:8	5-6
	92	45	remaining specimens: 166	75	105	51			
<i>Kansuella gigantea</i> Martin, Germany. Dinanian, Paeckelman's measurements						Double of the height	110-115°		5
<i>Kansuella gigantea</i> Martin, Kuej-Chou, SW China, Visean, Chao's measurements	90	79	135		106				3-4
<i>Kansuella kansuensis</i> Chao, Kan-Su, NW China Visean, Chao's measurements	97		135	250?	250?		108° measured off drawing	1:39	
	87		130	240	240			1:49	7-8

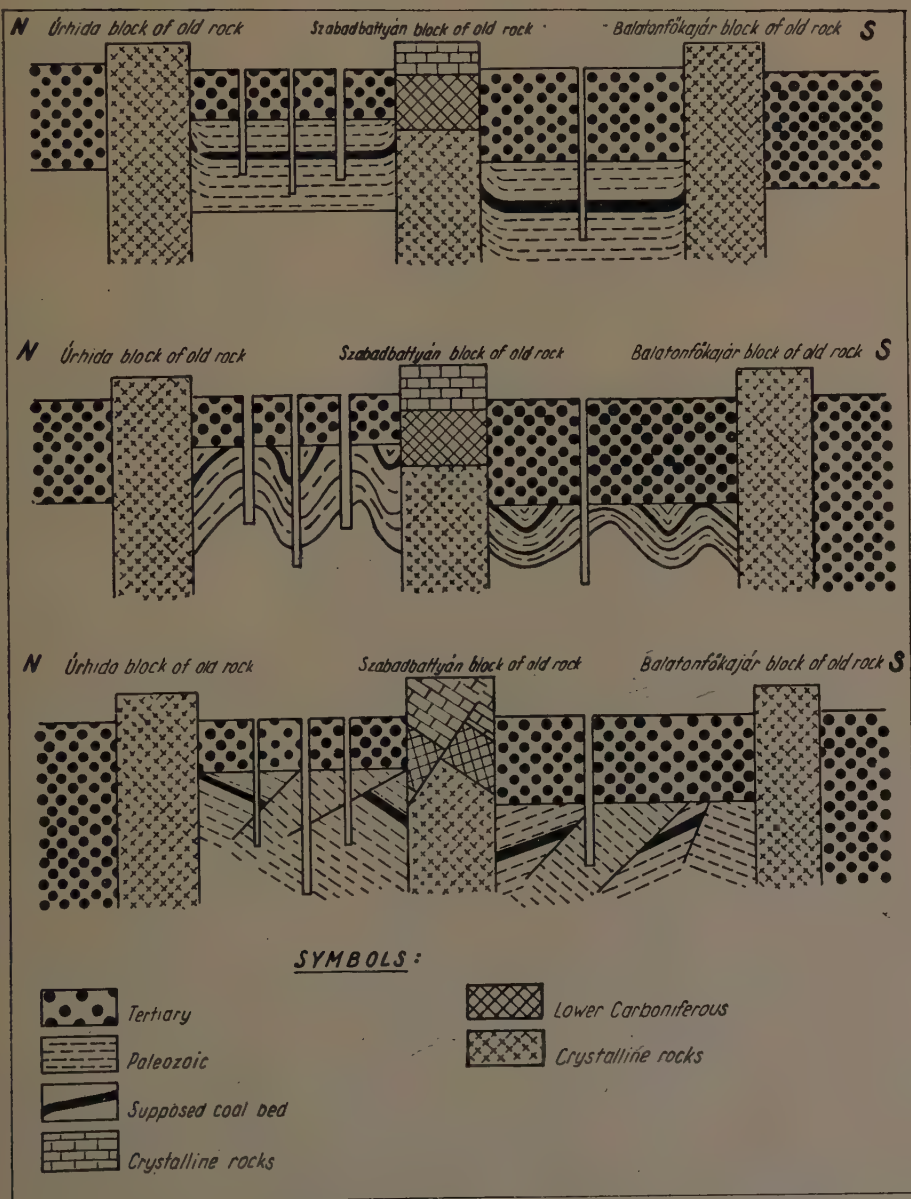
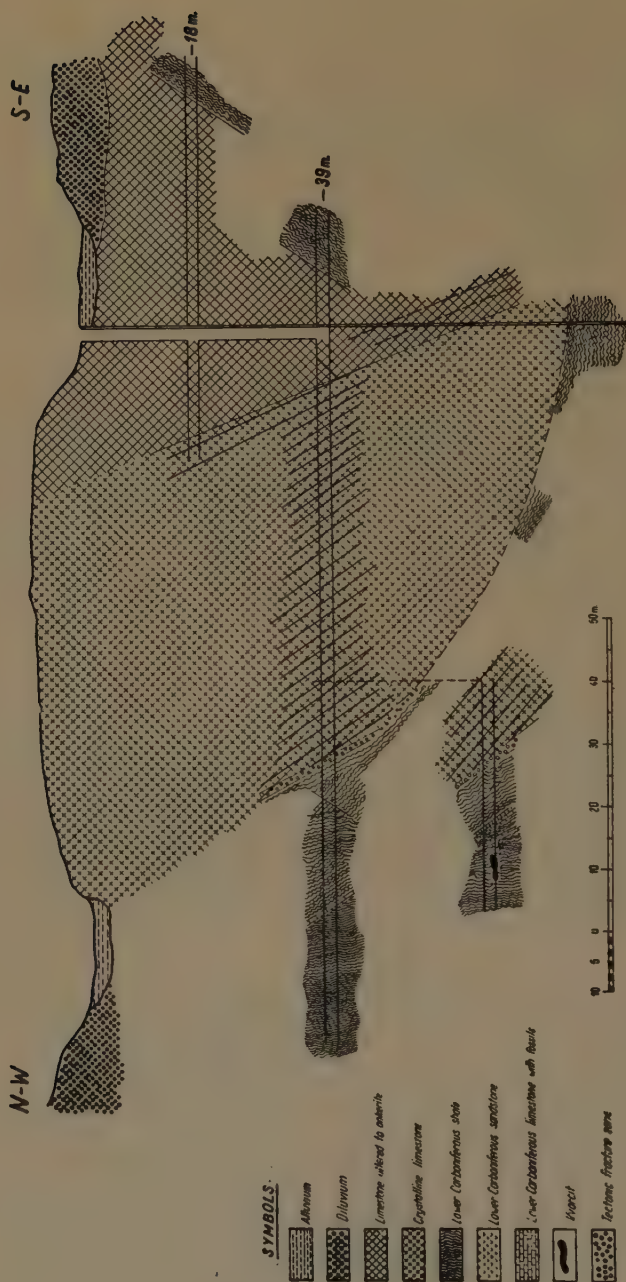


Fig. 4



SYMBOLS:

Crystalline rocks on surface

Probable underground extension of crystalline rocks

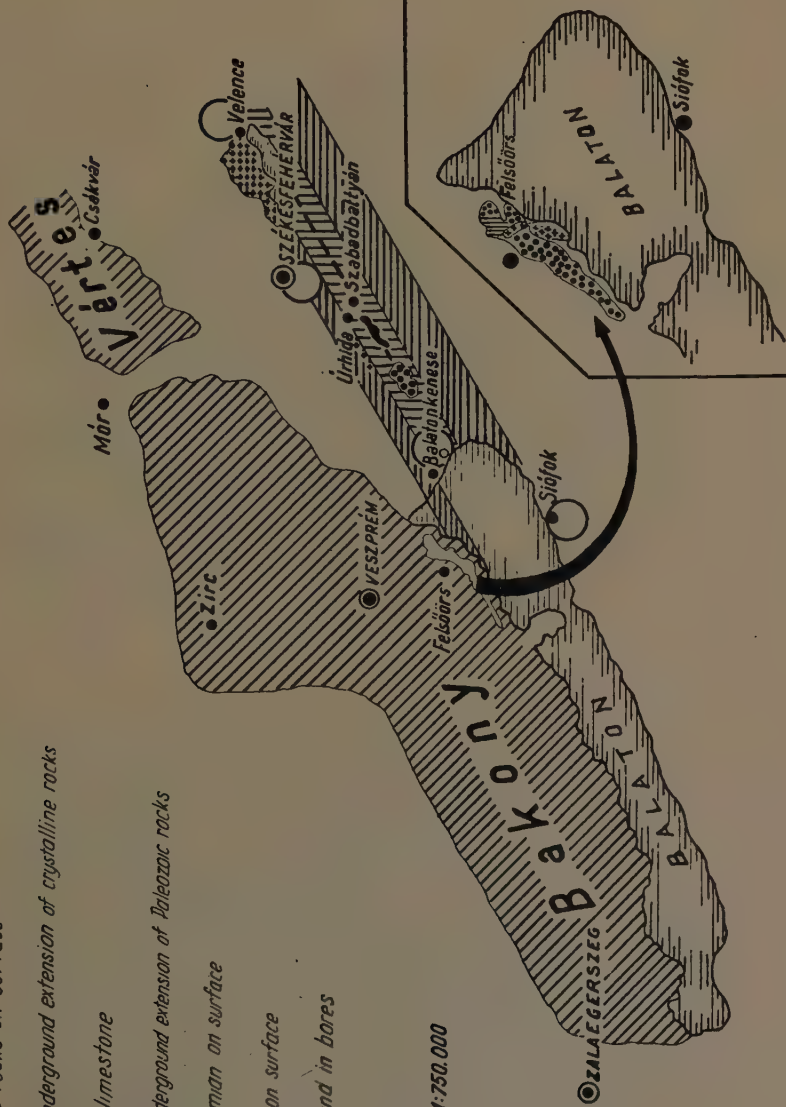
Paleozoic limestone

Probable underground extension of Paleozoic rocks

Upper Permian on surface

Mesozoic on surface

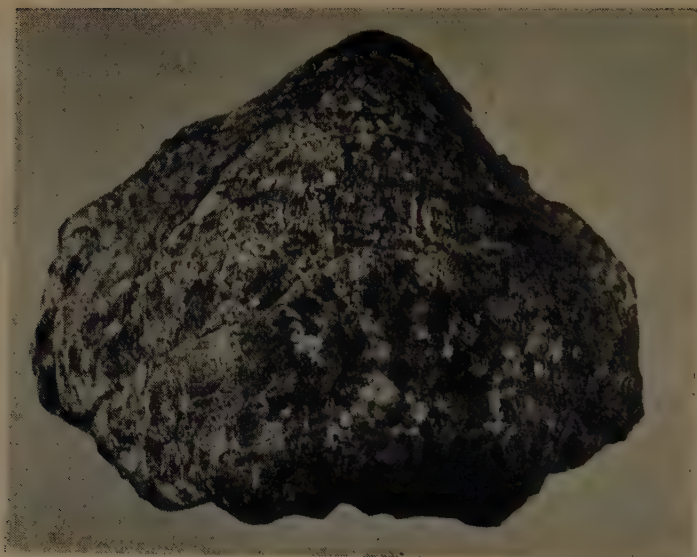
Rocks found in bores



Scale about 1:750,000

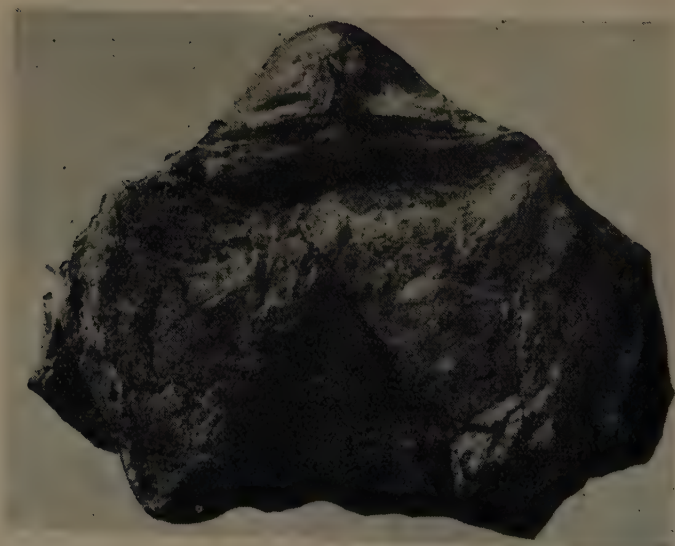
Fig. 6

Table I.

Photographs of *Kansuella transdanubica* n. sp..

1

External side of ventral valve

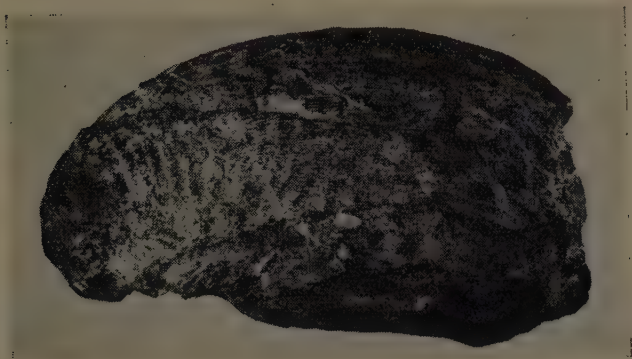


2

Interior side of ventral valve

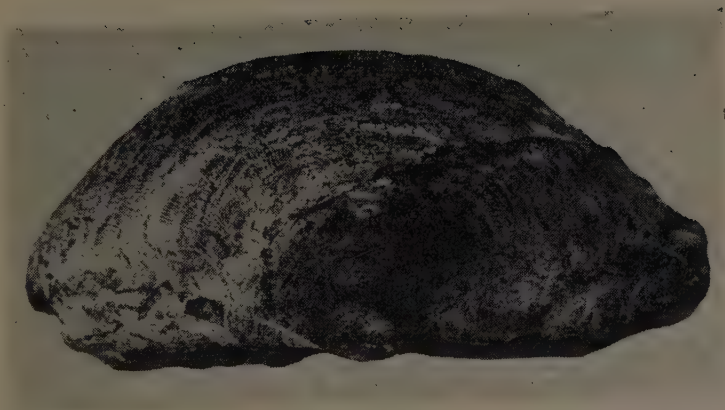
Table II.

Photographs of *Kansuella transdanubica* n. sp.



3

Ventral valve in profile

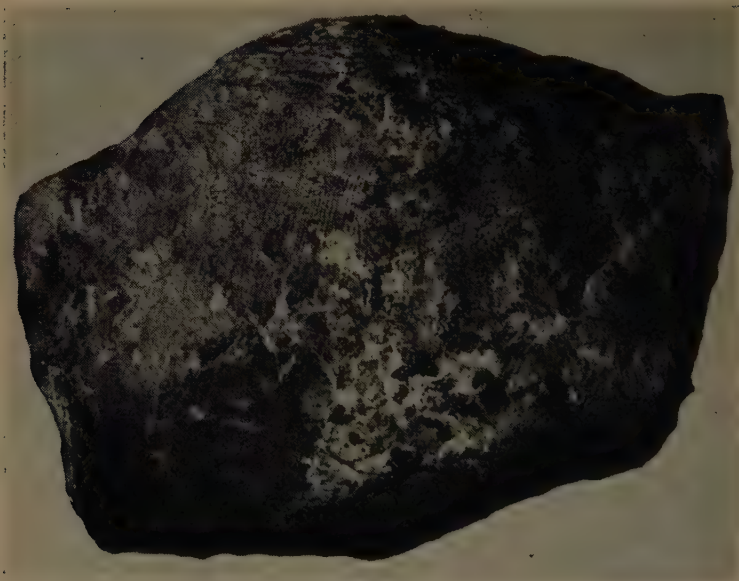


4

Ventral valve shown from the umbo-side

Table III.

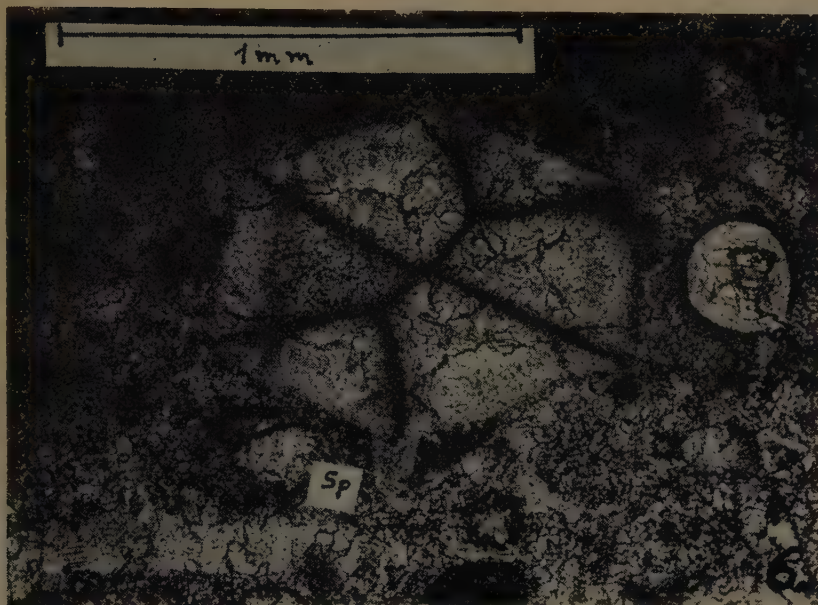
Photograph of *Kansuella transdanubica* n. sp.



5

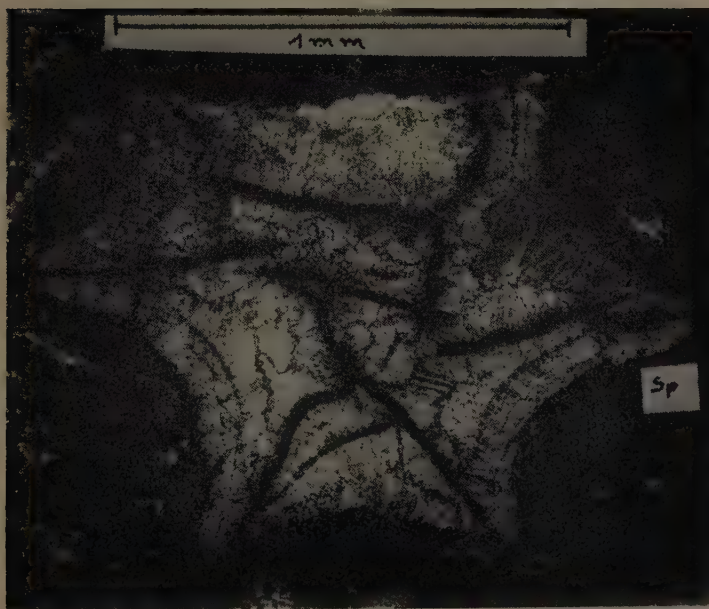
External view of ventral valve

Table IV.
Microphotographs of *Hexaphyllia mirabilis* Duncan



1

Cross section of first specimen, Sp = spine

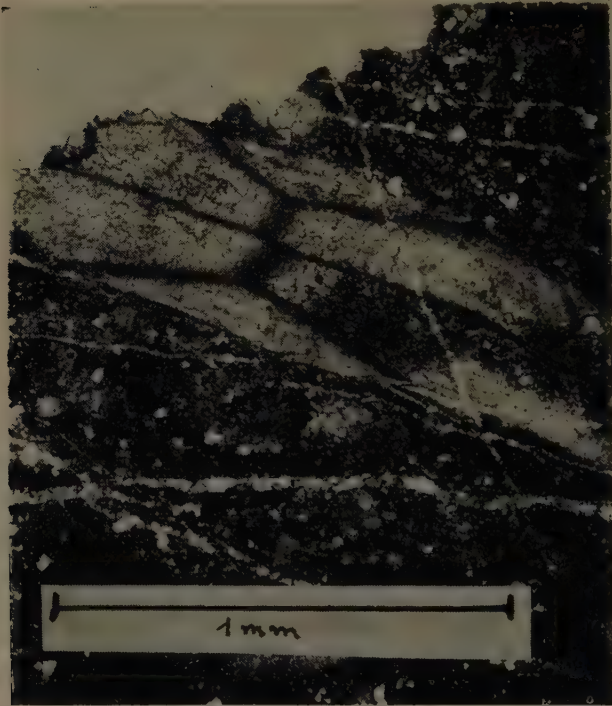


2

Cross section of crushed specimen Sp = spines

Table V.

Microphotograph of *Hexaphyllia mirabilis* Duncan



3

Oblique section of third specimen

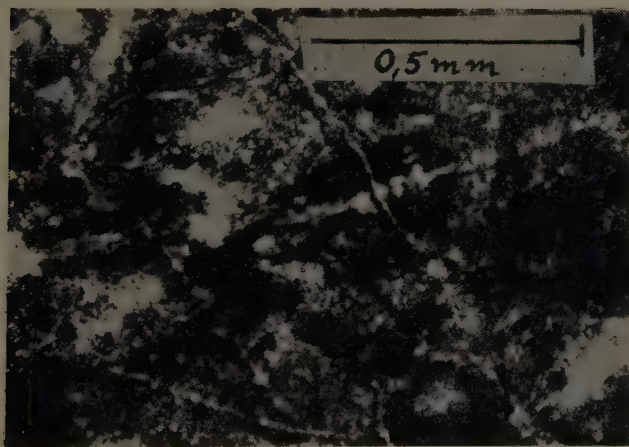
Table VI.

Microphotographs of *Ortonella furcata* Garwood



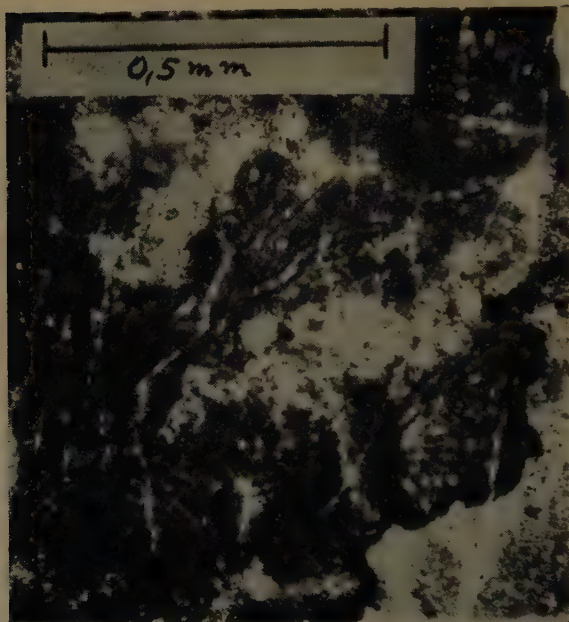
1

Cross section of colony of algae, concretion like, of radial structure

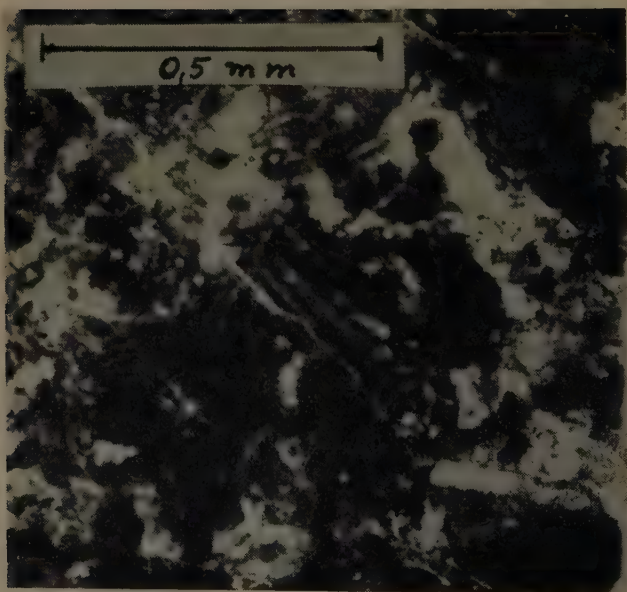


2

Table VII.
Microphotographs of *Ortonella furcata* Garwood

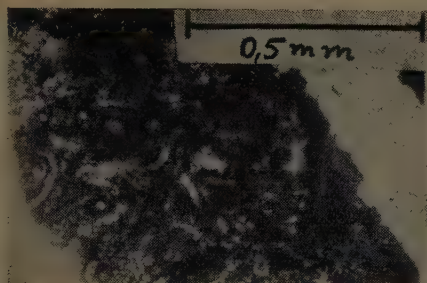


3

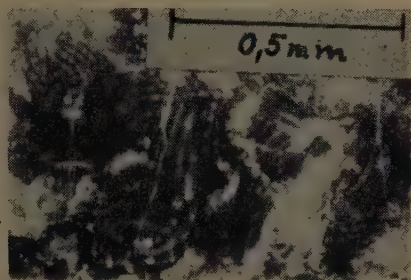


4

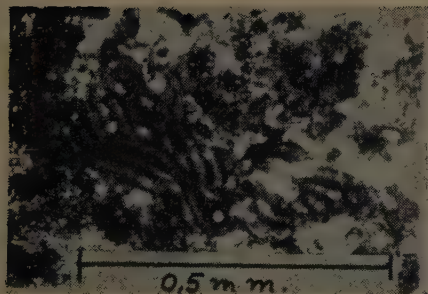
Table VIII.

Microphotographs of *Ortonella furcata* Garwood

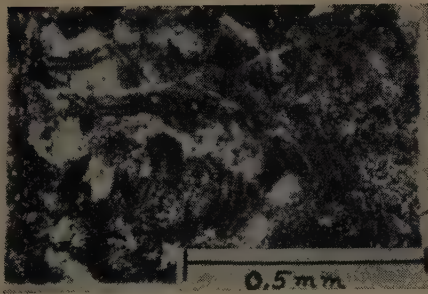
5



6



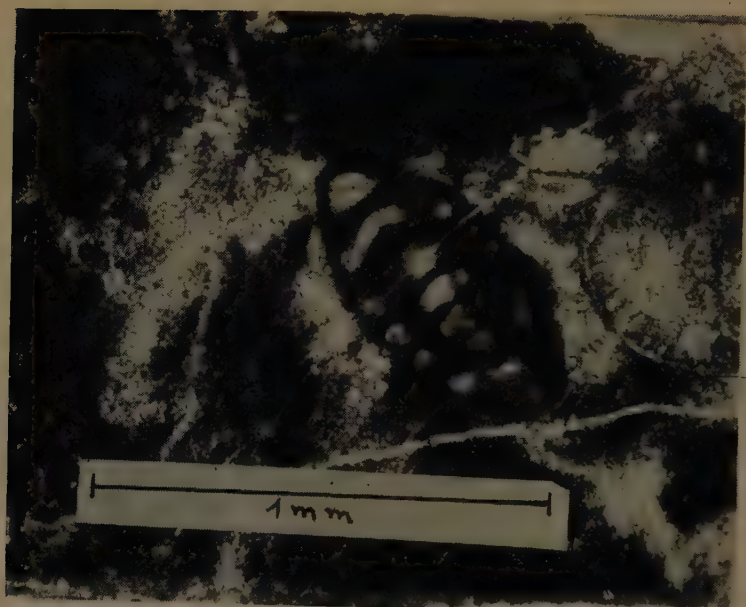
7



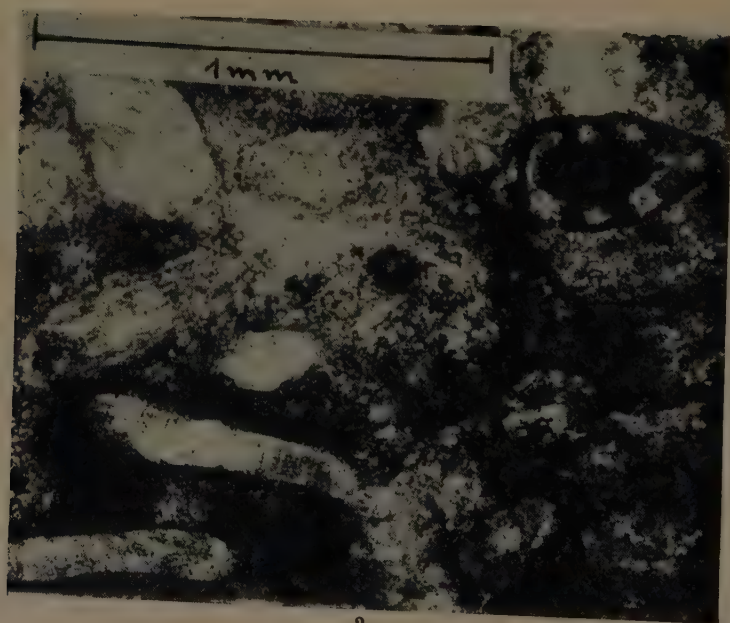
8

2—8 Longitudinal sections of threads of algae with characteristic bifurcations

Table IX.
Microphotographs of *Endothyra* sp.



1



2

SUMMARY

1. On basis of geological conditions there exists the possibility that the lead ore deposit may be found in depth along a longer strike and extending toward the depth.
2. Fossiliferous Lower Carboniferous strata were found concealed under the surface.
3. The occurrence of Carboniferous strata leads to the supposition that Coal Measures or perhaps coal beds may be found in concealed position.

LITERATURE

- Chao, Y. T.: Productidae of China. Part I.—Part II. Peking, 1927—1928. *Paleontologia Sinica*. Series B, Vol. V, fasc. II—III.
- Paeckelmann, W.: Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons. 2. Teil: Die Productinae und Productus-ähnlichen Chonetinae. Berlin 1931. *Abhandlungen d. Preussischen Geologischen Landesanstalt*. Neue Folge, Heft 136.
- Fredericks, G.: Communication for the Classification of the Genus *Productus*. *Bulletin du Comité Géologique*. Leningrad, 1927—28, vol. XLVI, No. 7.
- Dunbar, C. O.—Condra, G. E.: Brachiopoda of the Pennsylvanian System in Nebraska. 1932. *Bulletin of Nebraska Geological Survey*. 2. series, No. 5.
- Thomas, I.: The British Carboniferous Producti. I. Genera *Pustula* and *Overtonia*. 1914. London. *Memoirs of the Geological Survey of Great Britain*. Paleontology, vol. I, pt. 4.
- Muir, M.—Wood: The British Carboniferous Producti. II. *Productus* (s. str.), *Semireticulatus* and *Longispinus* Groups. *Memoirs of the Geological Survey of Great Britain*. Paleontology, vol. III, pt. 1, London, 1928.
- Koninck, L.: Monographie du Genre *Productus*. 1847. Liège. *Mémoires de la Société R. des Sciences de Liège*, T. IV, pt. I.
- Davidson, T.: Monograph of the British fossil Brachiopoda. *Transactions, Paleontological Society*, London 1858—1884.
- Sowerby, J.: The Mineral Conchologie of Great Britain. 1823—1845. London.
- Prentice, J.: The Hemisphaericus-like Gigantellids of the Southern Pennines. — *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*. Vol. XXVII, pt. 4, 1949.
- Rakusz Gy.: Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek. Upper Carboniferous fossils of Dobsina and of Nagyvisnyó. *Geologica Hungarica*. Series Paleontologica. Nr. 8. Budapest, 1932.
- Schindewolf, O. H.: Zur Kenntnis der Heterophylliden, einer eigentümlichen paläozoischen Korallengruppe. *Paläontologische Zeitschrift*. Bd. 22. No. 3—4. Berlin, 1941.
- Stuckenberg, A.: Anthozoen und Bryozoen des unteren Kohlenkalkes von Central-Russland. *Mémoires du Comité géologique*. Nouvelle série, v. 14, (St. Pétersburg) - Leningrad, 1904.
- Yabe, H.—Sugiyama: Notes on Heterophyllia and Hexaphyllia. *Journal Geol. Soc. of Japan*, vol. 47, Tokio, 1940.
- Yabe, H.—Sugiyama: Discovery of Hexaphyllia in the Lower Carboniferous of Japan. *Journal Geol. Soc. of Japan*, vol. 46, Tokio, 1939.
- Carruthers, R. G.: Notes on the Carboniferous Corals collected in Novaja Semlja. Edinburgh, 1909, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 47.
- Garwood, E. J.: The Lower Carboniferous succession in the North-West of England. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. 1912, v. 68, No. 4. Pl. 47. Fig. 2.
- Garwood, E. J.: On the important part played by calcareous algae at certain geological horizons, with special reference to the Paleozoic rocks. London, 1913. *New series, decade V*. vol. X. No. 10—11—12.
- Cayeux, L.: Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris 1935. Pl. III, fig. 11.
- Evans, J. W.:—C. J. Stubblefield: *Handbook of the Geology of Great Britain*. London 1929.
- Lee, J. S.: *The Geology of China*. London, 1939.
- Rakusz Gy.: Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon. Upper Carboniferous of Dobsina and Nagyvisnyó. Budapest, 1932. *Geologica Hungarica*. Series Paleonthologica. No. 8.
- Heritsch, F.: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. *Geologische Rundschau*. 30. 1939.
- Paul, H.: Grundsätzliches zur Paläogeographie des europäischen Unterkarbons und über die Begriffe Kohlenkalk und Kulm. *Geologische Rundschau*. 30. 1939.

- Heritsch, F.*: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Wien, 1934. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. 26. 1933.
- Delépine, G.*: Les zones à Goniatites du Carbonifère. Livre Jubilaire de la Société Géologique de France. 1930.
- Gignoux, M.*: Géologie stratigraphique. 1950. 4. edition.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВИНЦОВОЙ РУДЫ И ОКАМЕНЕЛОГО КАРБОНА В САБАДБАТТЬЯНЕ

А. Фельдвари

Резюме

История разведок. Свита пластов в шахте. Тектоническое положение свиты пластов. Общее тектоническое значение полученных там результатов и перспективы ожидаемых результатов дальнейших научных разведок.

Тип залегания найденных до сего времени месторождений свинцовой руды и результаты проведенных до настоящего времени разведок. Связь этого месторождения с соседними месторождениями, а в первую очередь с месторождением в горах Веленце. Цели дальнейших разведок. Опасность проникновения воды в горной добыче. Первые окаменелости пластов окаменевшего карбона. Их геологический горизонт. Связь с другими месторождениями карбона. Палеогеографические зависимости. Значение найденной руды с точки зрения палеографической и стратиграфической структуры Венгрии.

Возможность нахождения карбонного угля в Задунайской области. Цели разведки угля и разведки палеозойских пластов в Задунайской области. Литературные ссылки. Обобщение результатов статьи в трех пунктах.

THE GEOCHEMISTRY OF RADIOACTIVE SUBSTANCES IN THE MECSEK MOUNTAINS

By
A. FÖLDVÁRI

University of Debrecen (Hungary)

Lecture delivered at the Congress of the Hungarian Academy of Sciences, December 13, 1951

History of the researches: The researches in the field of rock radiology carried out by us in community of work with Dr. S. Szalay, Professor of Physics, were continued, after the completion of the first measurements in the Velence mountains, already published, in the years 1949 and 1950 in the Mecsek mountains. On the basis of the results of the measurements performed by us during the first year, our attention was directed towards sedimentary rocks, in the first place towards coal fields. Measurements were carried out by us not only in the Mecsek mountains but in other coal bearing areas too.

Results of measurements on site in the Mecsek mountains

In the Mecsek mountains measurements were carried out by aid of other, improved methods different from the earlier methods employed in the Velence mountains. In the first series of measurements [1] carried out in the Velence mountains we discovered the errors caused by the lack of uniformity of the surface. In order to eliminate these errors, we introduced the method of effecting measurements in bore-holes driven into the rock, obtaining thus in each rock the radiation of a rock body of spherical shape of about 40 to 50 cm radius.

In the Velence mountains measurements were carried out at that time only in the neighbourhood of the community of Velence in the Retezi quarry. As a reminder, I would quote the figures obtained there:

	Rock radiation during 20 minutes	Rock radiation Cosmic radiation
Granite, Retezi quarry, measured in bore-hole ...	5170	6,42
Granite, Retezi quarry, measured on a vertical rock wall	1990	2,48

As it appears from these figures, the measurement carried out according to the improved method in a uniform rock body of spherical shape gives in this case a figure approximately 2,5 times higher than the figures measured on the surface obtained in our first series of measurements.

In 1949 we again performed a few measurements in the Velence mountains, the results of these are the following :

	<u>Rock radiation</u> <u>Cosmic radiation</u>
Granite-porphyre, Pátka, quarry of the Sági farm	4,55
Granite, Pátka, research pit No. II.	1,82
Caolinized granite, Pátka, research pit No. II.	2,5

Accordingly, comparison between the first series of measurements carried out in the Velence mountains and the later figures measured in bore-holes can be effected in such a way, that the results of the surface measurements are multiplied by 2. (This multiplier 2 is only an approximate generalisation, as the irregular geometry of the surface gives a multiplier which cannot be determined and varies by each measurement. The multiplier 2 relates to the ideal case in which the measurement was effected along a horizontal or vertical plane rock surface ; thus radiation gets into the instrument from a rock body corresponding to a hemisphere.)

For reasons of construction of instruments the improved instrument employed in the Mecsek mountains contained a Geiger—Müller counter tube of smaller size and of lower sensitivity. This size of tube has been chosen in such a manner that its sensitivity was exactly one-half of that of the counter tube employed in the first series of measurements in the Velence mountains. For this reason the measurements effected in the Mecsek mountains, for the purpose of comparison, had to be multiplied by 2 to enable them to be compared with the Velence series of measurements.

Owing to the employment of improved methods, the figures of 20-minute radiation measured in the Mecsek—Velence series of measurements can be compared with the figures of the new Mecsek series of measurements by first multiplying by 2 the radiation figures obtained on the surface of the Velence mountains (owing to the methods of measurement in bore-holes employed in the Mecsek mountains) ; secondly, they have to be divided by 2 owing to the use of the counter tube of half sensitivity employed in the Mecsek mountains. Multiplication by 2 and division by 2 will mutually balance each other, and thus the figures of the series of measurements I performed in the Velence mountains are directly comparable with the figures obtained in the Mecsek mountains. The proportion rock radiation/cosmic radiation, which in the following will be denoted by I (an abbreviation of »intensity of radiation«) does not require any conversion in the case of employing different measuring tubes, nor even in that of employing different instruments and methods. It is for this reason that we consider the use of this proportion very practical (in the determination, in grams, of the quantity of radiative substance, however, it is necessary to know the cosmic radiation figure (the O-effect) of the various measuring tubes and instru-

ments, in order to enable the figures measured by means of the different instruments to be mutually compared).

In the course of our measurements we endeavoured, on the basis of the scientific literature relating to the Mecsek mountains, to take into account all kinds of rock as far as possible.

Radiation figures of granites

In the list of granite occurrences the outcrop situated at a considerable distance to the west of the Mecsek mountains, on the area of the pliocene and pleistocene beds, 2 km to the north of Nyugotszenterzsébet has also been taken into account. This occurrence is important in order to establish the extension of the granite area of the Mecsek mountains. From Mórágý to Pécs the outcrops of the granite known up to now are located along a strike of 40 km. From Pécs to Nyugotszenterzsébet there is a further distance of 30 km. This fact indicates that the granite area situated to the south of the Mecsek mountains, covered in its greater part by younger formations, has an extension at least twice as great as that of the granite mountain on the surface.

The activity of the Mecsek granites is greater everywhere than that of the Velence granites. The rocks in the Retezi quarry and at the Sági farm of the Velence mountains attain the radiation figures of the Mecsek rock. Nevertheless, the Mecsek granites can be said to be more active. According to the microscopic investigation, the radioactive halos observable in the biotites are much more frequent and more powerful in the Mecsek granites. Among the granites of the Velence mountains it was only in the granite-porphyre of the Sági farm that I found halos of a minor size and of smaller number. Intensity of radiation amounts to 4—5 times the cosmic radiation, in exceptional cases *in varieties rich in dark constituents this figure of proportion approaches 7*. The measurements relating to the quantitative distribution of the radioactive substances have not been completed yet by my colleague S. Szalay, and thus the whole radiation has been calculated by us in such a manner as if the whole of it were to be attributed to thorium. The total quantity of radioactive substance indicated in such thorium equivalents« varies in the granites from 36 to 120 grams per ton. One part of this derives from uranium; how great this part is we shall only be able to indicate later on the basis of the laboratory measurements performed by S. Szalay. It is conspicuous in these data that there is any accumulation of radioactive substances only in the differentiates richer in dark constituents, i. e. in the *basic differentiates*. According to scientific literature it was up to now only in the direction of acid differentiation that any accumulations of radioactive substances were found. This is one of the facts in the field of geochemistry that has been established by us.

The schizolites of the granites

Among the various aplites and lamprophyres of the granite only those were measured by us, which formed a dike of sufficient width to enable uniform radiation to be obtained. Here it was possible to establish the fact that activity increases in the direction of acid as well as in that of basic differentiation. In the basic rocks, however, activity was much more powerful. The radiation intensity of these rocks approached the figure of 7,5 times the cosmic radiation. This is in accordance with what has been established by us on the more basic kinds of granites, and indeed, as the dikes are to be considered as products of differentiation of still greater basicity, the increase of intensity rises quantitatively also in parallel to basicity.

The most recent researches carried out by B. Mauritz have shown that among the intrusive rocks of the Mecsek mountains there exist even such rocks which do not belong to the group of granites. For this reason we shall also have to investigate the question, whether the lamprophyre and aplite dikes measured by us are really the products of differentiation of granites, or whether they may be the products of other intrusions.

Activity of alkaline rocks

Our measurements regarding the activity of the alkaline rocks of the Mecsek mountains also led to the establishment of new facts in the field of geochemistry. According to our measurements, the phonolites proved to possess a high degree of activity. Their figures of intensity are between 5,5 and 6,8. Later on, in our measurements carried out in the Komló coal mine, very high radiation figures were measured by us in general in the phonolite dikes distinguished on the basis of the investigation of Mrs. Széky-Fux, their figures of intensity varying between 2,8 and 8,3, but it was in 9 cases that we measured figures higher than 5 and only in 3 cases figures lower than 5. The dark coloured dikes and portions of dikes are showing a lower intensity; in the middle part of a dike of great thickness we obtained a smaller figure than at its two borders. The trachydolerites, whether measured in the mine or at the surface, showed a very low activity. Measurements were effected in two cases: the figures were 0,75 and 1,3. These two measurements, of course, do not mean the total sterility of this group of rocks of variable development, but in the first investigation effected in view of general orientation we found them sufficient for diverting our attention to other, richer types of rocks.

In Bátapáti, in the quarry along the Köves brook, we found a special kind of dike, the measurements of which, likewise, showed a high activity; two of our measurements showed uniformly an intensity of 7,95. Regarding this rock

the investigations of B. Mauritz showed that it is a highly alkaline kind of monzonite, that is to say a typical intrusive form of alkaline rocks.

The basic abyssic kind of alkaline rock, the essexite on the other hand, belongs by its intensity of 0,56 among the least active kinds of rocks.

In connection with the alkaline rocks it has been determined by us that they may display an activity even higher than that of the granites.

In their differentiation in the acid, aplitic direction a substantial enrichment, in their differentiation in the basic direction an impoverishment in radioactive substances takes place.

I would remark that in scientific literature it is possible to find sporadic references to the higher activity of alkaline rocks, but this has been nowhere described in a so decisive manner as was shown by our research material. This would, accordingly, be the second fact in the field of geochemistry established by us as a result of our investigations. The question now arising is whether in the granitic rocks and in the alkaline rocks the mutual proportion of the two main radioactive elements : uranium and thorium is the same, or not. As a matter of fact it is possible that the alkaline rocks, which are richer in zirconium, contain a greater quantity of thorium concealed in the zirconium minerals, and that it is this circumstance that causes the higher activity of alkaline rocks. In the granite, on the other hand, the proportion Th : U is shifted in favour of uranium.

Andesites

In the andesite quarry of Komló by means of several measurements we made sure of the fact that the andesite of the Mecsek mountains, with its intensity of 3,63, similarly to the andesites of other mountain ranges of Hungary, belongs to the rocks of low activity.

Sedimentary rocks

The activity of the series of the bordering formations formed by the weathering of granitic rocks was to be expected to have a higher intensity, but its intensity of 2,0 must be considered very low.

In the series of Mesozoic formations the Wengen slaty limestones of the Kantavár quarry (intensity of 2,0), and the various Jurassic limestones show a radiation of low intensity. It seems as if their activity would increase with their content of clay.

The intensity of 2,85 of the Liassic coal of Szászvár measured by us on the surface in skips, directed our attention towards the coal formations. Our investigations diverted into this direction particularly when the coal shale containing thin streaks of coal belonging to the Liassic coal-bearing group covering the essexite of Mecsekszabolcs was found by us to possess an intensity of 8,22.

This discovery diverted our attention into an entirely different direction, into that of organic coal-containing sediments. In 1950, we began the measurement of the coal fields of the Mecsek mountains. Established facts regarding area and geochemistry of coals in general are described by S. Szalay. Among these results I would only emphasize the important data regarding the geochemistry of the Mecsek mountains. The Liassic coal fields of the Komló collieries gave results varying between 0,9 and 8,3. A few thin coal seams yielded the highest figures. The coal seams of greater thickness and lower ash contents showed, in general, a lower activity. The sandstones of the coal-bearing group with figures between 1,4 and 3,0 showed the lowest activity; their activity was higher when they contained streaks of coal. The activity of coal slates varied between 2,95 and 12,78.

We also examined the Miocene coal seams of the Hidas colliery. The activity of the lignite varied between 0,5 and 2,3, which is an insignificant figure compared with that of the Liassic coals.

Among the bedrocks of the lignite, clay possesses an intensity of 2,5, whilst diatomic shale possesses an intensity of 0,6.

Comparing the results relating to the coal fields of the Mecsek mountains with the results of investigations carried out by us in other coal fields, we may establish the fact that, apart from the absolute figures, the coals and the coal shales display approximately identical intensities. The accompanying clays always present a higher activity than the sands and sandstones; the young, Miocene coal deposits are inactive.

Evaluation of the results from the point of view of geochemistry and geology

The primary sources of radioactive substances are granite and alkaline rocks. In granites it has been possible to establish the fact that the active substance can be localized. One part of the active substance is arranged at the centre of the pleochroic halos of the biotite, whilst another part forms inclusions in minerals without any pleochroism. By means of the separation of minerals by specific weight or by electromagnetic means, we established the fact that a substantial part of the active substance is bound to heavy minerals of light colour and devoid of any contents of biotites. In these rocks the active substance occurs in the form of crystals in crystalline bond.

With igneous rocks, when reaching the surface, the weathering begins. The products of weathering became deposited again partly in Permian sandstones. It follows from the fact that the activity of Permian sandstone is lower than that of granite, that a part of the radioactive substance, together with other minerals of the granite, passed into solution. These solutions partly became absorbed in the terrestrial formations, and partly got into the fresh-water or

sea basins. At the time of the deposition of the Permian sandstone in this region, or in the subsequent geological periods there did not exist climatic conditions and other circumstances as suitable as at the time of the formation of the carnotitic deposits of Colorado and of the tujamuyunitic deposits of Fergana. In the absence of a suitably dry climate or of dissolved vanadium salts, the active substance having passed into solution on the area of the Mecsek mountains, continued to remain in solution. On the basis of the experiments carried out by S. Szalay, the uranium may have been present in carbonate form. In dissolved condition the uranium seems to migrate together with the iron likewise passing into solution. The fact may be established everywhere that the rocks impregnated by iron oxide are at the same time also more active. When owing to weathering the uranium and the iron had passed from a crystalline form into solution, that is to say into a dispersed ionic condition, they probably became separated, at least partly, from the thorium existing in the rock together with them in a crystalline bond. The thorium-containing minerals are substantially more resistant to weathering.

According to Szalay's experiments the coal, or rather one of the organic compounds contained in the coal, adsorbs uranium from the solution very eagerly. According to his opinion, there is no question here about a simple adsorption but a chemical bond.

Accordingly, the ionic dissolved uranium passes now either into an adsorptive or, according to Szalay, into an organic bond.

In the Liassic period the solutions of weathered fragments deriving from the granite, found an environment suitable for accumulation in the marshes or lagoons being in the first stage of coal formation which were formed in the depressions lying in front of the granite mountain range. The eager adsorptive effect of the coal has bound so to say every individual uranium ion which has got into the lagoons. The granite was unable to transport a sufficient quantity of uranium into the marshes even in case the surface area over which it extended was much greater than the present one. According to Szalay's experiments the most active coals of Komló are able, if a solution of uranium was added to them in the laboratory, to adsorb a quantity of uranium amounting to a multiple of the quantity of active substance contained in them originally.

The above described way of accumulation of uranium in coal seams relates, of course, also to the formation of the Hidas lignite. According to Szalay's investigations lignite, and even fresh turf also, are suitable for the adsorption of uranium. So what is the reason, why the lignite of Hidas is not active? The geological reason of this, in my opinion, consists in the fact that in the Miocene period uranium ions did not reach the Hidas basin in sufficient quantities, either because the granite mountain was in a submerged position covered by the younger formations or because it had no communication with the granite area. As our other coal deposits of similar age investigated up to now are not active

likewise, this rather points to the fact that our granite areas were covered in the Miocene period.

Two unsolved questions remained for further investigations. The one: maybe the vegetation absorbs uranium into its organism already during its lifetime, so that there is a question about a biological enrichment similar to the case of sea plankton? In the carnotitic sandstones of Colorado it has been observed that the greatest amount of enrichment can be found around the fossilized tree trunks and other vegetable remains found in these beds. In Hidas and in other coal deposits tree trunks which had been transformed into lignite were examined by us. The activity of these was not greater than that of their environment. On the other hand, this explanation is contradicted by the high activity of coal shales, higher indeed than that of the coal seams, taking into consideration that the coal shales contain a much smaller quantity of vegetable remains than the coal seams themselves. A great majority of the authors, however, explains the enrichment presenting itself around the fossilized trees of Colorado so that the non-living piece of wood embedded into the rock exerted a precipitating effect on the uranium ions flowing in the ground water.

With the coal shales we have indeed reached the second open question. In my opinion, those are not exclusively carbon compounds contained in them to which the high activity of the coal shales can be attributed, but also to inorganic adsorbent substances, mainly clayey minerals. Szalay explains the activity of coal shales by the fact that the quantity of organic substances contained in them is amply sufficient for the adsorption of the uranium ions present, seeing that the adsorption complex of natural coal is never saturated as to uranium. All I can add to this is the following: we may suppose that the organic substance of finest distribution to be found in the shales, owing to the fineness of its grain size and to the fact that it has been floating for a long time in the form of finest detritus in the water containing the uranium ions, has become saturated with uranium ions in a greater degree than the material of the coal seam.

As to geochemical migration of uranium, regarding the area of the Mecsek mountains, we can establish the following facts:

The uranium at first (primarily) is established in a crystalline bond in the magmatic rocks, later on it passes into solution and in its ionic condition gets dispersed from the thorium, finally it passes in an adsorptive or organic bond into the coal deposit and, under favourable circumstances, concentrates at a higher degree than its primary condition.

It would be interesting to determine, on the basis of energetics, the variations of energy-contents presenting themselves in consequence of these transformations. The bond energy of the uranium compounds in crystalline bond could be established by aid of the Kapustinsky-Fersman equation, if we knew in form of what mineral the uranium is present in the granites, but the deter-

mination of the energy-contents of the other phases is impossible owing to the fact that the circumstances are unknown.

In the younger sediments located around the Mecsek mountains as well as in the Velence mountain range, it was possible to establish the fact, that the greater the distance from the mountain range the more the activity of the young sediments diminishes. This fact was fixed by me on a conspactive iso-radiation map. It is possible to establish the fact that in these younger sediments the sands possess a smaller activity than the clays.

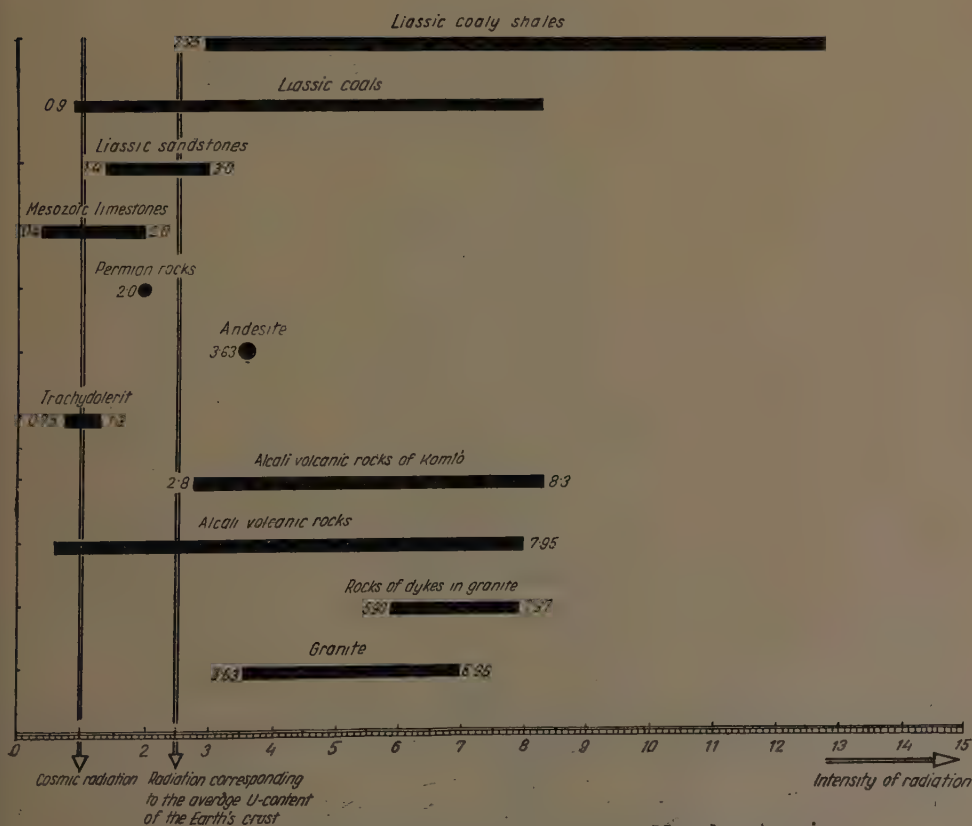


Fig. 1. Activity of radiation of rocks in the Mecsek mountain

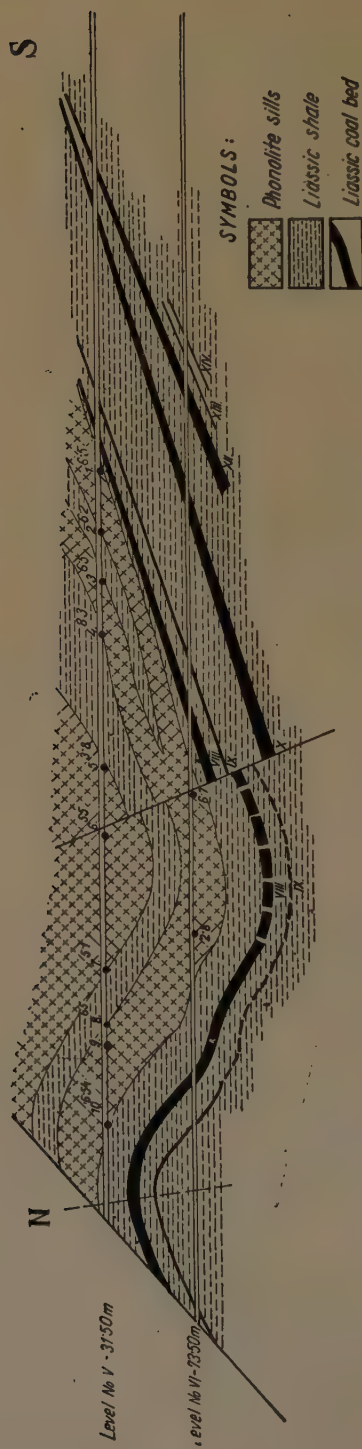


Fig. 2. Section of phonolite sills in the Komló coal mine

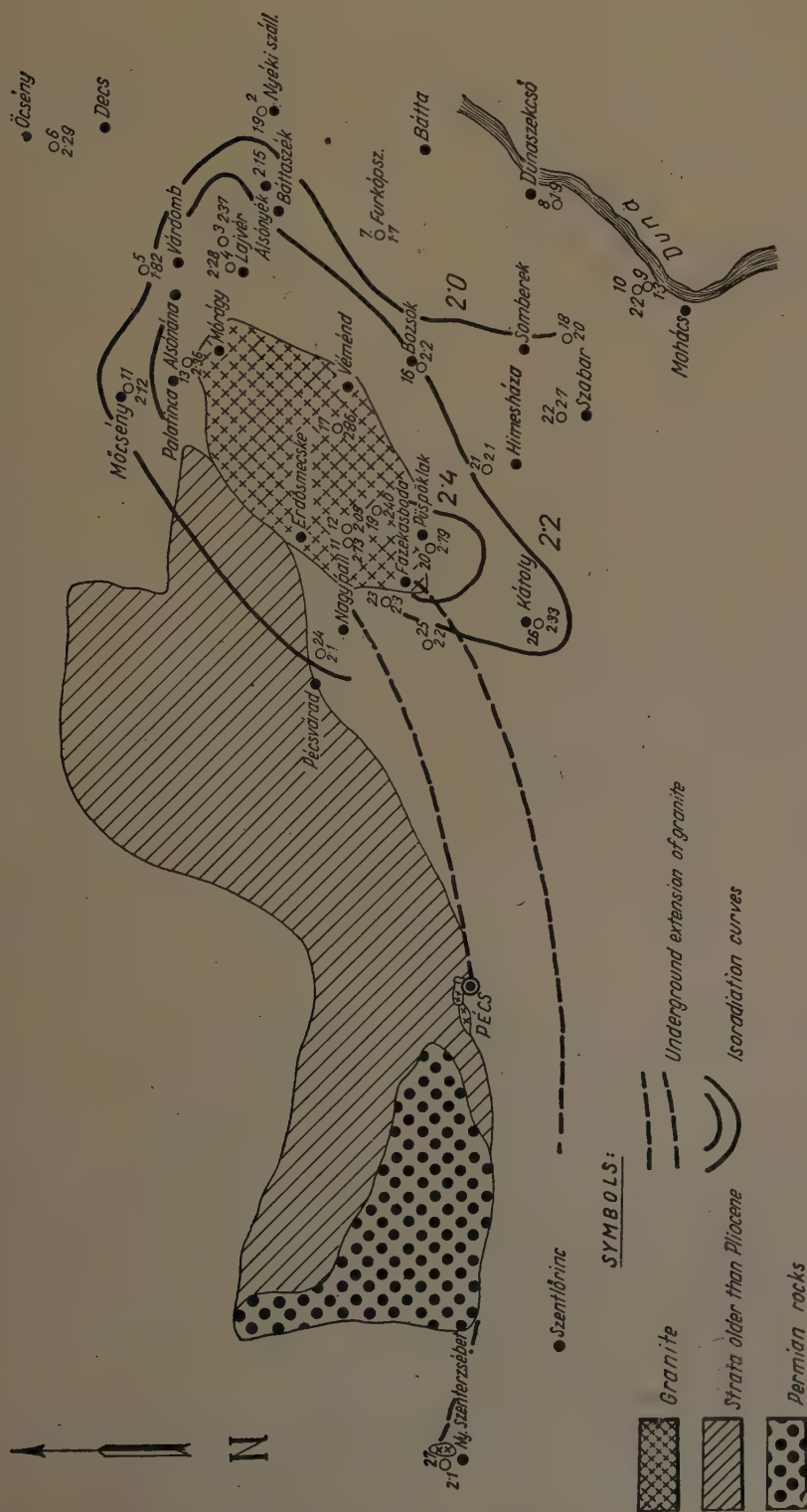


Fig. 3. Isoradiation Map of the Eastern Part of the Mecsek Mountain

SUMMARY

History of the investigations. Results of the measurements carried out on site: activity of the granites and of rock varieties accompanying them, activity of the andesites, phonolites and trachydolerites. Conclusions drawn from the investigation of igneous rocks. Connections with recent mineralogical researches carried on by Hungarian scientists.

The activity of sedimentary rocks.

The activity of the coal-bearing Liassic series of Komló. Relations with other Hungarian coal deposits investigated, in the first place with those of Pilisszentiván.

Evaluation of the results from the point of view of geochemistry and geology. The continuation of the investigations and the new aims set to them. The proposed investigation of the Permian series. The thorough investigation on site of other coal fields.

The economic and industrial importance of the investigations.

The iso-radiation map of the environment of the Mecsek mountains.

LITERATURE

Szalay S.: Explorations of occurrences in Hungary of uran and thorium by up-to-date methods of atomic physics. Annual Report of the Hungarian Geological Institute of the Year 1948. Vol. 10 B.

Földvári A.: Geological and petrological relations of the exploration of radioactive materials in Hungary. Annual Report of the Hungarian Geological Institute of the Year 1948. Vol. 10 B.

Szalay S.—*Földvári A.*: Radiological examination of rocks. Communications of the Hungarian Academy of Sciences, Class of Mathematical and Natural Sciences, Vol. I No 1, 1951.

Vernadski, W. J.: Geochemie, 1930.

Fersman A.: Geochemische Migration der Elemente, II. Die Uran-Vanadium-Grube Tuja-Mujun in Turkestan, 1930.

Hoffmann, J.: Uran in Kohlen und Torf. Chemie der Erde, 15. Band. 3. Heft, 1943.

Fischer, R. S.: Uranium-bearing sandstone deposits of the Colorado Plateau. Economic Geology. Vol. 45, No 1, 1950.

Bain, G. W.: Geology of the fissionable materials. Economic Geology, Vol. 45, No 4, 1950.

Russel, W. Z.: Relation of radioactivity, organic content and sedimentation. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Vol. 29. No 10, 1945.

ГЕОХИМИЯ РАДИОАКТИВНЫХ МАТЕРИАЛОВ В ГОРАХ МЕЧЕК

А. Фельдвари

Резюме

История разведок. Результаты местных измерений: активность гранитов и других пород — андезитов, фонолитов и трахидолеритов.

Выводы, вытекающие из исследования эруптивных пород. Взаимосвязи с современными петрографическими исследованиями, произведенными венгерскими изыскателями в горах Мечек.

Активность осадочных пород. Связи с другими, уже исследованными залежами угля, а в первую очередь с залежами угля, находящимися в районе Пилишсентиван.

Анализ полученных результатов с геохимической и геологической точек зрения. Продолжение цели разведок. Новые цели. Запланированные разведки свиты осадочных пластов перма.

Подробные съемки на месте в других угольных шахтах. Экономическое и промышленное значение разведок. Изорадиационная карта района гор Мечек.

Активность свиты углесодержащих пластов в Комло.

UNTERSUCHUNG DER MINERALISCHEN ZUSAMMENSETZUNG UNGARISCHER BAUXITSORTEN MIT DER DIFFERENTIAL- THERMOANALYSE

M. FÖLDVÁRI-VOGL

Ungarische Geologische Anstalt, Budapest

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 14. Dezember 1951

Wie bekannt, ist der Bauxit ein Gestein von sehr veränderlicher Zusammensetzung, der hauptsächlich von den Hydraten des Aluminiumoxyds gebildet wird. Diese Aluminiumhydrate werden von mehr oder weniger Eisenoxyd oder Eisenoxydhydraten, Kaolin, eventuell Quarz oder Titanmineralien usw. — als akzessorischen Gesteinen — begleitet. Bei den früheren Bauxitmischungen begnügte man sich mit der chemischen Analyse, die als Resultat die prozentuellen Mengen der im Gestein vorkommenden Oxyde ergab. Die chemische Analyse allein lässt jedoch nur äusserst beiläufige und unbestimmte Folgerungen auf die mineralische Zusammensetzung des Bauxits zu. Die moderne Wissenschaft ist deshalb auf der Suche nach geeigneten Verfahren, die eine rasche und leichte Bestimmung der den Bauxit bildenden Mineralien ermöglichen. So ein Verfahren, das in der Bauxitforschung neben den Röntgenuntersuchungen häufig Anwendung findet, ist die Differentialthermoanalyse (D.T.A.).

In einer Sitzung der Geologischen Gesellschaft im Herbste des Jahres 1951 konnte die Verfasserin darüber berichten, dass das chemische Laboratorium der Geologischen Anstalt eine Einrichtung zur Durchführung von Differentialthermoanalysen in Betrieb genommen hatte [1]. Seither wurden an dieser Einrichtung ständig Verbesserungen vorgenommen, so dass es heute möglich ist, Untersuchungen bis zu 1000° C durchzuführen und eine viel regelmässige Erhitzungsgeschwindigkeit zu sichern.

Mit der Differentialthermoanalyse kann im Prinzip jedes Mineral bestimmt werden, das im Laufe der Erhitzung bei bestimmten Temperaturen irgendeine Veränderung erleidet, wenn diese Veränderung infolge von Hitzeabsorption oder Hitzeproduktion im Material von messbaren Temperaturänderungen begleitet wird. Werden die im Mineral auftretenden Temperaturänderungen, auf die Temperatur des Ofens bezogen, graphisch dargestellt, so erhält man Differentialthermokurven. Die Differentialthermokurven der einzelnen Mineralarten sind für das betreffende Mineral jeweils charakteristisch und ermöglichen seine eindeutige Bestimmung.

Es soll nun ein Überblick über diejenigen Mineralien gegeben werden, mit deren Anwesenheit im Bauxit gerechnet werden muss und deren Bestimmung

eine wesentliche und häufig vorkommende Aufgabe der Untersuchungen bildet.

Der *Hydrargillit* (Gibbsit) ist einer der wichtigsten Mineralien des Bauxits. Er enthält gegen 34% Wasser, was mehr als dem doppelten Wassergehalt des Kaolins entspricht. Dies bildet die Erklärung für die grosse endotherme Spitze, die bei der Entwässerung bei 300—400° C auftritt. Die genaue Temperatur der für den Hydrargillit charakteristischen endothermen Spitze wird von den verschiedenen Verfassern voneinander abweichend angegeben, doch schwanken die meisten Angaben zwischen 340° C und 370° C (*Norton* [2], *Orcel* [3], *Beck* [4], *Kauffman* und *Dilling* [5], *Kerr* und *Kulp* [6]). Zwei Schrifttumsangaben weichen jedoch von diesen vollständig ab: *Gorbunow* und *Schurygina* [7] stellten die Spitze des Hydrargillits bei 275° C und *Goldich* und *Nelson* [8] bei 420—450° C fest. Diese Abweichungen können durch die verschiedenen Kalibrationsunterschiede der Apparate, durch die verschiedene Erhitzungsgeschwindigkeit, eventuell sogar durch die Verunreinigungen des Materials erklärt werden. Die markante endotherme Spitze des von Prof. E. Vadász zur Verfügung gestellten, reinen, aus einer Thermalquelle stammenden Hydrargillits aus Portole (Istrien) — siehe auch die diesbezügliche Arbeit von *Kormos* [12] — trat in dem bei den vorliegenden Untersuchungen benutzten Apparat bei ungefähr 340° C auf. Dieser Wert wurde dann bei den Bauxituntersuchungen als vertrauenswürdige Basis für die Hydrargillitbestimmung angenommen.

Der *Böhmit* ist gleichfalls ein überaus wichtiges Mineral der ungarischen Bauxite. Über die Differentialthermokurve des Böhmits standen verhältnismässig weniger Schrifttumsangaben zur Verfügung als bei den übrigen Mineralien. Nach *Gorbunow* und *Schurygina* ist die Spitze des Böhmits bei ungefähr 580° C, während *Goldich* und *Nelson* für den Böhmit des Bauxits von Var (Frankreich) eine bei 576° C auftretende Spitze nachwiesen. Bei den hier beschriebenen Untersuchungen wurde für die Identifikation der Böhmitkurve der Böhmit der aus Gánt stammenden Muster als massgebend angenommen, da deren überwiegender Böhmitgehalt allgemein bekannt ist und sie ausserdem nach den Röntgenuntersuchungen von *Náray-Szabó* und *Neugebauer* [9] auch kein Diaspor enthalten. (Bei Differentialthermountersuchungen könnte sonst nämlich auch die Gefahr einer Verwechslung mit Diaspor bestehen.) Bei dem hier verwendeten Apparat trat die endotherme Spitze des Böhmits bei 560—570° C auf.

Die Zusammensetzung des *Diaspors* stimmt mit dem des Böhmits überein, seine Anwesenheit im Bauxit wird schon durch die Tatsache seiner schweren Aufschliessbarkeit angezeigt. Bei thermischer Untersuchung ist seine Unterscheidung von Böhmit ungewiss, weil die Stelle seiner endothermen Spitze fast mit jener des Böhmits zusammenfällt. Sie liegt nach *Norton*, *Kauffman* und *Dilling*, *Kerr* und *Kulp* bei 550° C, nach *Gorbunow* und *Schurygina* bei 540° C, und schliesslich nach *Goldich* und *Nelson* bei 591° C. Von den Bauxiten Ungarns ist der Diasporgehalt des Vorkommens von Nézsa allgemein bekannt. Die

Untersuchungen von Nézsaer Bauxitmustern ergaben das Auftreten der endothermen Spitze bei 540° C, also ungefähr 20° C unterhalb der Spitze des Böhmits. Dieser Wert wurde dann in den weiteren Versuchen als Grundlage angenommen.

Der *Hämatit* kommt in den meisten Bauxitmustern vor, doch besitzt er keine charakteristische Differentialthermokurve.

Der *Goethit* ist ein Mineral, das in den Bauxiten Ungarns anscheinend seltener vorkommt. Nach den Feststellungen der verschiedenen Verfasser weist seine thermische Kurve die infolge der Entwässerung auftretende endotherme Spitze zwischen 390° C und 420° C auf. Obwohl seine Spitze ziemlich nahe zu der des Hydrargillits zu liegen kommt, ist sie doch um ungefähr 40° C höher, so dass diese beiden Mineralien gut voneinander unterschieden werden können.

Der *Kaolinit* ist ein in den Bauxiten häufig anzutreffendes akzessorisches Gestein, das eine charakteristische, gut definierte thermische Kurve mit einer gut ausgeprägten endothermen Spitze um 600° C (Verlust des Kristallwassers) und einer scharfen exothermen Spitze um 950° C (als Folge der Bildung von $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$) besitzt. Das Auftreten der exothermen Spitze bildet bei der thermischen Analyse einen deutlichen Beweis für das Vorhandensein von Kaolinit (bzw. der Kaolingruppe im allgemeinen) und schliesst jede Verwechslung mit der um 570° C befindlichen Spitze des Böhmits oder mit der bei ungefähr ebenfalls dieser Temperatur auftretenden Spitze des Quarzes aus.

Auch *Quarz* kann in den Bauxiten vorkommen. Seine Differentialthermokurve weist infolge der Umbildung seiner kristallischen Form bei 575° C eine scharfe endotherme Spitze auf. Bei der Differentialthermoanalyse kann er von dem ihm nahestehenden Böhmit und Kaolinit dadurch unterschieden werden, dass man ihn ein zweites Mal erhitzt und auch die zweite thermische Kurve aufträgt. Da der thermische Umwandlungsprozess des Quarzes reversibel ist, muss man, wenn es sich tatsächlich um Quarz handelt, auch im zweiten Falle eine der ersten ähnliche Kurve erhalten. Dagegen ist die bei ungefähr 600° C eintretende Entwässerung des Böhmits und des Kaolins irreversibel, so dass es hier zu keiner Wiederholung der Spitze kommt.

Bei den Differentialthermoanalysen zeigen sich ausser den oben erwähnten Mineralien auch CaCO_3 -Verunreinigungen. Hierbei tritt infolge des Verlustes von CO_2 zwischen 830° C und 840° C eine endotherme Spitze auf. Die thermischen Kurven lassen ausserdem auch organische Verunreinigungen erkennen, wobei infolge deren Verbrennung zwischen 300° C und 500° C eine exotherme Spitze erscheint.

Schliesslich konnte in einigen Mustern die Anwesenheit von *Alunit* festgestellt werden. Der Alunit hat zwei endotherme und eine exotherme Spitze und zwar tritt eine grössere endotherme Spitze bei ungefähr 530–540° C, eine kleinere endotherme Spitze gegen 810° C und eine scharfe, kleine exotherme Spitze um 730° C herum auf. Die zwei letzteren Spitzen konnten nur bei grösserem

Alunitgehalt beobachtet werden, bei den untersuchten Bauxitmustern von Iszkaszentgyörgy, sowie wahrscheinlich in dem bereits erwähnten istrischen Hydrargillitmuster war nur die erste Spitze deutlich zu erkennen.

Von den verschiedenen Bauxitvorkommen Ungarns wurden bisher nahezu 40 Muster untersucht. Der grösste Teil dieser Muster bestand aus Bauxit, einige hingegen aus Ton, der den Bauxit begleitete. Die Bauxitmuster konnten in folgende Gruppen gegliedert werden: hauptsächlich hydrargillitführender Bauxit, Hydrargillit und Böhmit vermischter Bauxit, hauptsächlich böhmitführender Bauxit und schliesslich hauptsächlich aus Diaspor bestehender Bauxit.

Ausser der thermischen Analyse wurden die meisten Bauxitmuster auch chemisch analysiert. Bei einigen Bauxitmustern wurde auch versucht, an Hand der Angaben der D.T.A.-Kurve und der chemischen Analyse die beiläufige prozentuelle mineralische Zusammensetzung auszurechnen.

I. Hydrargillitische Bauxite

In diese Gruppe wurden sechs Bauxitmuster aufgenommen und hierher auch das istrische Hydrargillitmuster eingereiht:

1. Portole (Istrien) Hydrargillit aus einer Thermalquelle.
2. Iszkaszentgyörgy, vorderer Teil des Kincses-Tagbaus (gesammelt von A. Földvári).
3. Iszkaszentgyörgy, hinterer Teil des Kincses-Tagbaus (gesammelt von A. Földvári).
4. Iszkaszentgyörgy, rechts vom József-Stollen (gesammelt von A. Földvári).
5. Isztimér (Bakonygebirge), Vöröshegy (gesammelt von E. Vadász).
6. Aus Szentkirályszabadja stammendes Bauxitgeröll aus pannonischem Süsswasserkonglomerat (gesammelt von S. Vitális).
7. Weisser, feuerfester Bauxitkaolin aus der Margot-Grube von Csabrendek (gesammelt von E. Vadász).

Chemische Analyse:

Muster Nr.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Glüh- verlust
1.	—	—	—	—	36,77
2.	22,93	49,87	2,02	2,93	22,26
3.	10,02	47,28	2,90	12,62	27,18
4.	3,53	—	—	—	22,50
5.	18,59	42,14	2,96	14,89	21,42
6.	0,69	32,55	2,63	39,28	22,95
7.	16,95	53,84	Spuren	1,40	27,81

Auf Grund der Differentialthermokurven wurde die mineralische Zusammensetzung dieser Muster qualitativ bestimmt und es wurde dann versucht, bei Berücksichtigung der Ergebnisse der chemischen Analyse auch die annähernde quantitative Zusammensetzung einiger dieser Muster auszurechnen.

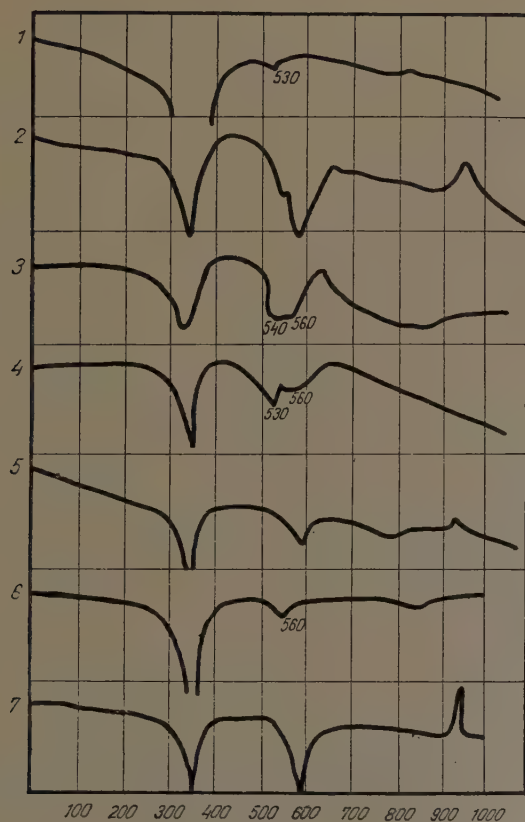


Abb. 1.

Muster Nr. 1. Hydrargillitmuster mit der charakteristischen Spitze in der Nähe von 340° C. Die bei 530° C auftretende Spitze dürfte wahrscheinlich auf eine Alunitverunreinigung zurückzuführen sein.

Muster Nr. 2, 3 und 4. Hoher Hydrargillitgehalt. Im Muster Nr. 2 war eine stark ausgeprägte Kaolinverunreinigung zu beobachten (endotherme Spitze bei 600° C und exotherme Spitze bei 930° C), im Muster Nr. 3 war die

Kaolinverunreinigung geringfügiger und im Muster Nr. 4 konnten keine infolge Kaolins auftretenden Spitzen gefunden werden. Alle drei Muster weisen Alunitverunreinigungen auf, u. zw. Muster Nr. 4 am stärksten, Nr. 3 geringer und Nr. 2 am geringsten. Der Sulfatgehalt wurde nicht bestimmt. Bei den Mustern Nr. 3 und 4. treten ausserdem bei 560—570° C auch Böhmitverunreinigungen auf. Bei Muster Nr. 2 wurde auch die mineralische Zusammensetzung ausgerechnet, wobei sich ca. 49 % Kaolin und 44 % Hydrargillit ergab, der Rest bestand aus Alunit, Eisenoxyd und Titandioxyd.

Muster Nr. 5 zeigt neben Hydrargillit auch viel Kaolinverunreinigung.

Muster Nr. 6 ist von besonderem Interesse, weil es auf seinem Fundort in der Gestalt von hartem, braunem Geröll von Nuss- bis Faustgrösse als sekundäres Vorkommen anzutreffen ist. Das Muster weist ausser viel Hydrargillit geringfügige Böhmitverunreinigungen (560° C) und viel CaCO_3 -Verunreinigungen (830° C) auf. Aus seiner chemischen Analyse ging hervor, dass es auffallend wenig Kieselsäure und viel Eisenoxyd enthielt. Es drängt sich gewissermassen von selbst ein Vergleich mit dem harten, knolligen, pisolithischen Geröll auf, das von E. Vadász an der Oberfläche des Iszkaszentgyörgyer Vorkommens erwähnt wird. Auch die chemische Analyse beider Muster ergibt ähnliche Resultate, nur ist im Muster von Szentkirályszabadja mehr Eisen auf Kosten des Aluminiums vorhanden.

Muster Nr. 7 zeigt neben viel Hydrargillit auch viel Kaolin. Die Berechnung seiner mineralischen Zusammensetzung ergab ca. 36% Kaolin und ca. 61% Hydrargillit, der Rest bestand aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydraten.

II. Hydrargillit mit Böhmit vermischt enthaltende Bauxite

In diese Gruppe wurden folgende der untersuchten Bauxitmuster eingereiht:

8. Iszkaszentgyörgy, pisolithischer, gelber Bauxit, Kincses-Tagbau (gesammelt von A. Földvári).

9. Nagynémetegyháza, rötlich-violetter Bauxit, Lázár-Forschungsstollen Nr. 3 (gesammelt von E. Vadász).

10. Halimba, Malomvölgy, Muster Nr. 1 (gesammelt von E. Vadász).

11. Halimba, Malomvölgy, Muster Nr. 2 (gesammelt von E. Vadász).

12. Alsópere, Bohrung Nr. P. I. von 110,35—110,55 m (gesammelt von J. Noszky Jr.).

13. Alsópere, pisolithisches Muster von der Halde (gesammelt von G. Pantó).

14. Aus dem Muster Nr. 13 gesondert ausgewählte Pisolithe.

15. Gánt, Hosszúharasztos, weisser Bauxit (gesammelt von E. Vadász).

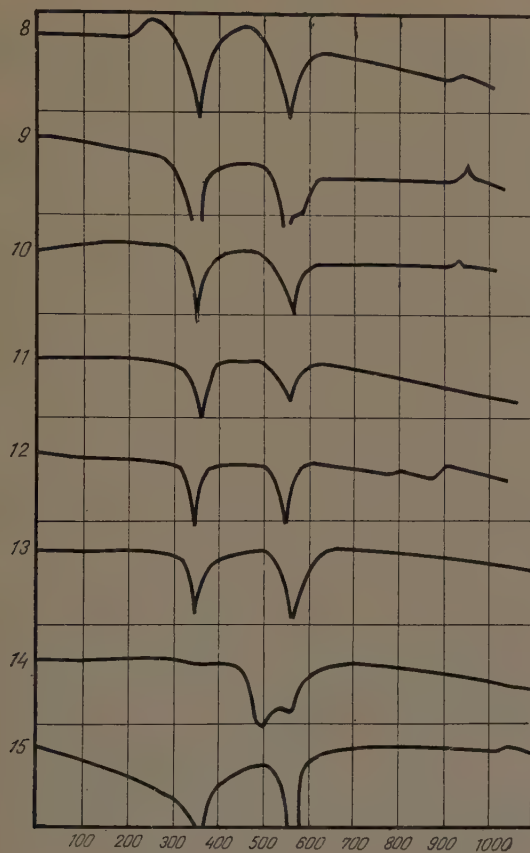


Abb. 2

Chemische Analyse :

Muster Nr.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Glüh- verlust %
8.	1,13	53,78	2,50	22,49	20,10
9.	9,85	55,65	2,30	10,06	21,58
10.	5,93	49,38	3,52	23,08	18,09
11.	1,25	49,13	3,11	27,52	18,99
12.	3,90	55,2	2,4	21,0	17,5
13.	4,79	55,16	2,41	19,26	18,38
14.	1,90	46,15	2,68	34,23	15,04
15.	2,5	68,—	—	—	17,4

Diese Ergebnisse können, wie folgt, ausgewertet werden :

Muster Nr. 8. Aus der D.T.A.-Kurve kann man ersehen, dass neben viel Hydrargillit auch viel Böhmit vorhanden ist. Das annähernde Verhältnis des Hydrargillits zum Böhmit beträgt auf Grund der Analyse 3 : 2.

Muster Nr. 9. Der Hydrargillitanteil ist sichtlich grösser als der des Böhmits, ausserdem sind auch Kaolinverunreinigungen zu erkennen. Auf Grund der Analyse konnten ungefähr 20% Kaolin und ein Verhältnis des Hydrargillits zum Böhmit von 2 : 1 festgestellt werden.

Muster Nr. 10. Mehr Hydrargillit als Böhmit.

Muster Nr. 11. Mehr Hydrargillit als Böhmit (im Verhältnis von ungefähr 5 : 3,5).

Muster Nr. 12. Etwas mehr Böhmit als Hydrargillit im Verhältnis von ungefähr 3 : 2).

Muster Nr. 13. Hell gefärbtes, von den grösseren Pisolithen gereinigtes Grundmaterial des Alsópereer Musters. Die kleineren Pisolithe wurden im Muster belassen. Das Verhältnis des Böhmits zum Hydrargillit entspricht hier ungefähr dem des vorherigen Alsópereer Musters Nr. 12.

Muster Nr. 14. Aus dem Alsópereer Muster Nr. 13 entnommene erbsengrosse dunkelbraune Pisolithe. Ihre D.T.A.-Kurve zeigte kaum Hydrargillit an, dagegen war die Böhmit Spitze gut erkennbar. Ausserdem trat auch eine kräftige Spitze bei 500° C auf, für die aber in den Angaben des Schrifttums noch keine hinlängliche Erklärung gefunden werden konnte. Aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte sie infolge der Zersetzung irgendeines Hydrats des Eisenoxydes aufgetreten sein. Die chemische Analyse deckte auf, dass der Pisolith auch hier, wie in den Pisolithanalysen von Gedeon [11], ärmer an Kieselsäure ist als das Grundmaterial, im Vergleich zu diesem jedoch eine starke Anreicherung an Eisen aufweist. Im Vergleich zum Grundmaterial ergab sich hier auch ein kleinerer Wert für den Glühverlust, was mit der Tatsache im Einklang steht, dass im Pisolith kaum Hydrargillit vorhanden ist.

Muster Nr. 15. Enthält mehr Böhmit als Hydrargillit; das Verhältnis dieser zwei Minerale beträgt ungefähr 4 : 1.

III. Hauptsächlich Böhmit enthaltende Muster

Von den untersuchten Mustern können folgende zu dieser Gruppe gezählt werden :

16. Gánt, Forschungsschacht Nr. 4 (gesammelt von K. Telegdi—Róth).
17. Gánt, Forschungsstollen an der nordöstlichen Seite des Gránási-hegy, weisser Bauxit, linsenartige Einbettung (gesammelt von K. Telegdi—Róth).
18. Gánt, Forschungsstollen, I. Schacht (gesammelt von K. Telegdi—Róth).
19. Gánt, Halde des I. Schachtes (gesammelt von K. Telegdi—Róth).

20. Gánt, II. Schacht, Schicht C (gesammelt von K. Telegdi—Róth).
21. Gánt, weisser Bauxit, 3—6 cm breite Streifen entlang der Lithoklasen (gesammelt von E. Vadász).
22. Nyirád, roter Bauxit, Ferenc—Grube (gesammelt von G. Pantó).
23. Nyirád, weisser Bauxit, Ferenc—Grube (gesammelt von G. Pantó).
24. Bakonybél, (Vörös János) im Winkel von Séd und Molnár—Graben (gesammelt von J. Noszky Jr.).
25. Alsóperepuszta, weisser Bauxit, Stollen (gesammelt von E. Vadász).
26. Pilisszentkereszt, Steingraben (gesammelt von E. Vadász).
27. Pilisszántó, XIV. Forschungsschacht, aus dem 4. m (gesammelt von S. Jaskó).
28. Nagyharsány, limonithaltiger Bauxit (gesammelt von Gy. Rakusz).

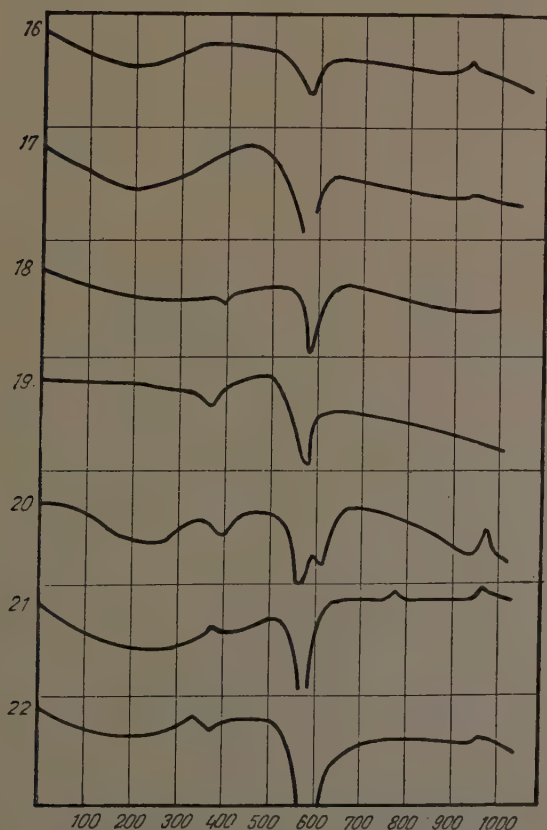


Abb. 3

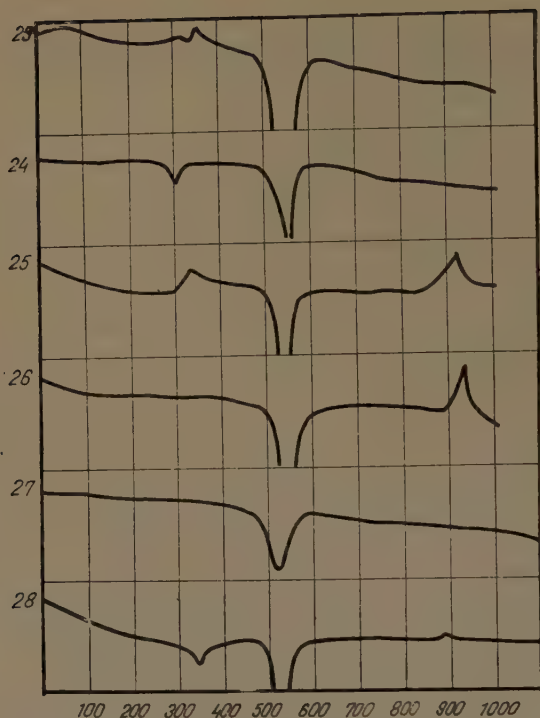


Abb. 4

Eine Auswertung der Ergebnisse zeigt folgendes Bild :

Muster Nr. 16. Enthält neben viel Böhmit auch viel Kaolin und etwas Hydrargillit. Die bei 380° C auftretende exothermische Spitze weist auf organische Verunreinigungen hin.

Muster Nr. 17. Viel Böhmit, wenig Hydrargillit, Kaolin tritt nicht in Erscheinung.

Muster Nr. 18. Viel Böhmit, wenig Hydrargillit, Kaolin tritt nicht in Erscheinung.

Muster Nr. 19. Viel Böhmit, weniger Hydrargillit, viel Kaolinverunreinigungen und organische Verunreinigungen.

Muster Nr. 20. Viel Böhmit, wenig Hydrargillit, sehr viel Kaolinverunreinigungen.

Muster Nr. 21. Viel Böhmit, viel Kaolin und organische Verunreinigungen.

Muster Nr. 22. Viel Böhmit und organische Verunreinigungen, wenig Hydrargillit.

Muster Nr. 23. Viel Böhmit und organische Verunreinigungen, Hydrargillit tritt nicht in Erscheinung.

Muster Nr. 24. Viel Böhmit, wenig Hydrargillit.

Muster Nr. 25. Viel Böhmit, viel Kaolinverunreinigungen und viel organische Verunreinigungen. Der Kaolingehalt beträgt ungefähr 26%, der Böhmitgehalt ungefähr 62%.

Muster Nr. 26. Böhmit mit viel Kaolinverunreinigungen.

Muster Nr. 27. Ausser der Spitze des Böhmits tritt keine für ein anderes Mineral charakteristische Spitze auf.

Muster Nr. 28. Viel Böhmit, wenig Hydrargillit, wenig Kaolinverunreinigungen. Das Verhältnis des Böhmits zum Hydrargillit beträgt ungefähr 5 : 1.

Chemische Analyse :

Muster Nr.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Glühverlust %
16.	14,40	59,38	2,21	8,80	15,21
17.	6,87	69,88	5,62	1,52	16,11
18.	3,07	63,45	3,02	13,86	16,60
19.	13,41	42,31	2,52	24,32	17,43
20.	17,72	51,76	3,40	11,74	15,38
21.	14,4	63,4	2,5	3,2	14,6
22.	2,81	61,33	2,97	18,93	13,96
23.	3,27	72,69	3,11	5,92	15,01
24.	0,33	58,68	3,26	23,59	14,14
25.	13,09	63,01	4,44	3,85	15,61
26.	—	—	—	—	—
27.	2,10	54,00	3,10	28,10	11,30
28.	4,12	59,35	3,73	18,58	14,22

IV. Diasporführende Bauxite

In diese Gruppe konnten nur die Muster von zwei Vorkommen eingereiht werden :

29. Nézsa, Bauxit an der westlichen Seite des Kegels 267° (gesammelt von J. Noszky Jr.).

30. Nézsa, Tagbau, rötlichbraun, gefleckt (gesammelt von A. Földvári).

31. Nagyszál, Forschungsschacht, Tiefe ca. 369 m (gesammelt von E. Vadász).

Chemische Analyse :

Muster Nr.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Glühverlust %
29.	6,81	57,08	2,60	19,90	13,61
30.	—	—	—	—	12,50
31.	26,96	42,28	2,05	15,05	13,66

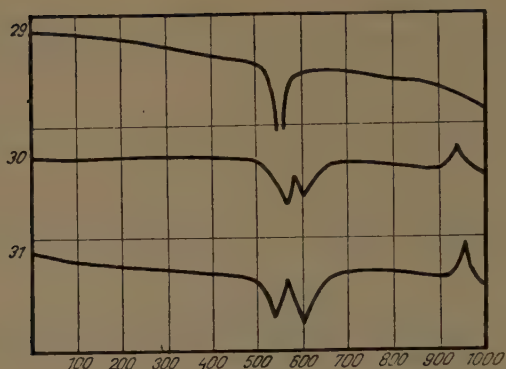


Abb. 5

In allen drei Mustern trat die Spitze des Diaspors bei etwa 530–540° C markant auf, doch zeigten sich im Muster Nr. 30 und besonders im Muster Nr. 31 starke Kaolinverunreinigungen.

V. Bauxit begleitende Tone

Es wurden fünf Tonmuster untersucht, die entweder in Bauxit eingelagert oder als Hangende des Bauxits oder in der Nähe des Bauxitlagers gefunden wurden.

32. Ausbiss am Boszorkányhegy (Bakonygebirge), (gesammelt von J. Noszky Jr.).

33. Gánt, Hosszúharasztos, eozäner roter Ton aus der Hangenden des Bauxits. Geschlämmter, gesiebter Rest (gesammelt von E. Vadász).

34. Nézsa, eozäner Ton, unmittelbare Hangende des Bauxits (gesammelt von E. Vadász).

35. Nagykovácsi, Gutehoffnungstollen, roter Festlandton aus dem unteren Eozän (gesammelt von E. Vadász).

36. Nagyharsány, Antal–Stollen, rosa Ton vom Rande des Bauxitnestes (gesammelt von E. Vadász).

Das Ergebnis der chemischen Analyse des Musters Nr. 32 lautet: $\text{SiO}_2 = 34,56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33,80\%$, $\text{TiO}_2 = 1,91\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 17,76\%$, Glühverlust = 11,97%.

Erwähnenswert bei diesem Muster ist, dass Noszky darin einen Krokodilzahn fand. Bei den Untersuchungen ergab sich bei diesem Muster keine andere Spitze als die des Kaolinites.

Muster Nr. 33. Neben dem Kaolin kann bei ungefähr 550° C auch deutlich die Böhmitspitze erkannt werden. Die zwischen 300° C und 400° C sichtbaren

Spitzen stammen wahrscheinlich von Limonitverunreinigungen (doch kann es sich auch um Hydrargillit handeln).

Muster Nr. 34. Ausser der Spitze von Kaolinit trat keine Spitze eines anderen Minerals auf.

Muster Nr. 35. Viel Kaolinit. Eine andere markante Spitze trat nicht auf.

Muster Nr. 36. Ausser der Spitze von Kaolinit ist bei 360° C auch die Spitze von Böhmit sichtbar.

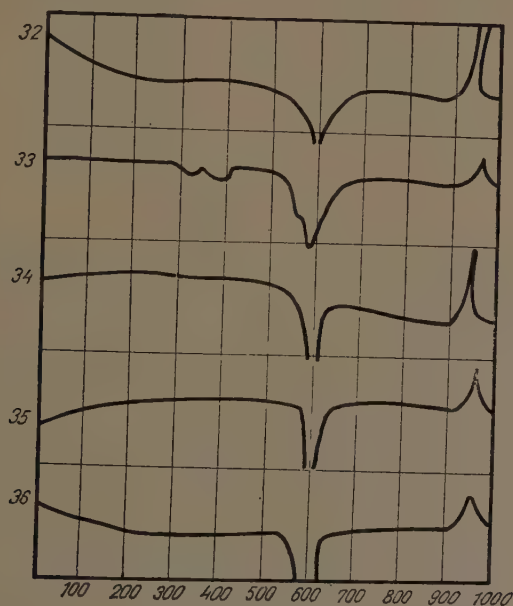


Abb. 6

Schliesslich sei hier der Hoffnung Ausdruck verliehen, dass diese Ergebnisse mit dazu beitragen, die Zusammenhänge zwischen dem schätzungsweisen Alter der ungarischen Bauxite und ihrer mineralischen Zusammensetzung aufzuheben, wie dies bereits von Weisse [12] auf Grund von weniger Material in bezug auf die mineralische Zusammensetzung versucht wurde.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfasserin berichtet über die von ihr an 30 ungarischen Bauxitmuster und 5 Mustern des Bauxit begleitenden Tones durchgeführten differentialthermischen und chemischen Analysen.

Eine Gruppe der untersuchten Muster bestand zum grössten Teil aus Hydrargillit. Hierher gehören die Muster aus Iszkaszentgyörgy, Isztimér, Szentkirályszabadja und Csabrendek. In eine zweite Gruppe wurden diejenigen Muster eingereiht, die Hydrargillit mit Böhmit vermischt enthielten. Dies waren die untersuchten Muster aus Halimba, Alsópere, Nagynémetegyháza, sowie ein Muster aus Gánt. Die Bauxite der dritten Gruppe bestanden hauptsächlich aus Böhmit. Zu dieser Gruppe zählen die Bauxitmuster aus Gánt, Nyírad, Nagyarsány, Pilisszántó und Bakonybél. Schliesslich gab es auch noch zwei Bauxitmuster, die grösstenteils aus Diaspor bestanden: die Muster aus Nézsa und Nagyszál.

Von den Mustern des den Bauxit begleitenden Tons wurde festgestellt, dass sie hauptsächlich aus Kaolinit bestanden, wobei bei dem einen oder dem anderen auch Böhmit nachgewiesen wurde.

Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in nachstehender Tabelle zusammengefasst:

Hauptsächlich aus Hydrargillit bestehende Muster	Hydrargillit und Böhmit vermischt enthaltende Muster	Hauptsächlich aus Böhmit bestehende Muster	Hauptsächlich aus Diaspor bestehende Muster
Iszkaszentgyörgy	Halimba	Gánt	Nézsza
Isztimér	Alsópere	Nyirád	Nagyszál
Csabrendek	Nagynémetegyháza	Nagyharsány	
Szentkirályszabadja	Gánt	Piliszzántó	
		Bakonybél	

SCHRIFTTUM

1. Über das Prinzip und die Beschreibung der Einrichtung s. Földt. Közl. Bd. LXXXI Heft 1—3 (1951) 91.
2. Norton, F. H.: Analysis of high-alumina clays by the thermal method, Jour. Amer. Ceram. Soc. 23. (1940) 281.
3. Orcel, J.: L'emploi de l'analyse thermique différentielle dans la détermination des constituants des argiles des latérites et des bauxites. Congr. Int. des Mines, Paris 1935. VII. Session 359—373.
4. Beck, C.: An amplifier for differential thermal analysis. Amer. Mineral, 35 (1950) No. 7—8, 508.
5. Kauffman, A. J. Jr. — F. Don Dilling: Differential thermal curves of certain hydrous and anhydrous minerals, with description of the apparatus used. Econ. Geol. 45., (1950) No. 3. 222.
6. Kerr, P. F. — J. H. Kulp: Multiple differential thermal analysis. Amer. Mineral. 33. (1948) No. 7—8. 387.
7. Gorbunov, N. I. — E. A. Schurygina: Krivúje nagrewanija mineralow wstretschajuschichsja w potschwach i porodach Potschwowedenie 6. (1950). 367.
8. Hendricke, S. B., Goldich S. S., Nelson R. A.: A portable differential thermal analysis unit for bauxite exploration. Econ. Geol. XLI. (1946) No. 1. 64.
9. Náray-Szabó — Neugebauer: Magyar bauxitok röntgenvizsgálata (Röntgenuntersuchung der ungarischen Bauxite) Technika, 25, No. 6. (1944) 259.
10. Vadász E: A magyar bauxitöfordulások földtani alkata (Die geologische Struktur der ungarischen Bauxitvorkommen). Jb. d. Ung. Geol. Inst. XXXVII. (1946) 2.
11. Gedeon T.: A pizolitos bauxitok keletkezése (Die Entstehung der pisolithischen Bauxite). Földt. Közl. LXI. (1931).
12. Weisse, J. G.: Les bauxites de l'Europe centrale, Bull. d. lab. de géol. min. etc. Lausanne No. 87. (1948).
13. Kormos T.: Hidrargillit és kénes bauxit Isztriából. (Hydrargillit und schwefelhaltiger Bauxit aus Istrien). Bány. és Koh. Lapok, 63, (1930) 269.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕНГЕРСКИХ БОКСИТОВ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО-ТЕРМИЧЕСКИМ АНАЛИЗОМ

М. Фёльдвари-Фогл

Резюме

Автор сообщает в своей статье о результатах дифференциально-термического и химического анализа 30 проб боксита из различных месторождений страны, и образцов глины из 5 проб боксита. Целью этих исследований являлось определение минералогического состава проб боксита.

Часть исследованных проб состоит в преобладающей части из гидраргиллитов. Так, например, пробы из районов местностей Искасентдьердь, Истимер, Сенткирайсабадя и Чабрендок. Пробы, содержащие и гидраргиллит и бэмит, были отнесены автором в другую группу. Таковы были получены автором пробы из районов местностей Халимба, Альшонере и Надьнеметездьхаза, а также одна проба из района местности Гант. Пробы боксита, отнесенные в третью группу, состоят главным образом из бэмита. К этой группе относились пробы боксита из районов местностей Гант, Ньирад, Надьхаршань, Пилишсанто и из гор Баконь. Наконец автор нашел две пробы боксита, состоящие главным образом из диаспора районов местностей Нежа и Надьсалл.

Дифференциально-термическим анализом автором был изучен также минеральный состав глины, залегающей совместно с бокситом и на основании этого автор определил, что образцы этой глины состоят преимущественно из каолинита, а в некоторых из них был найден и бэмит.

THE POSSIBILITY OF BAUXITE FORMATION

By T. G. GEDEON

Research Institute of Metals, Budapest

Manuscript received August 16, 1951

Descriptions of bauxite occurrences include almost in every case a theory on the formation of bauxite. Thus numerous possibilities of bauxite formation are dealt with in literature. In general, two theories seem to predominate, depending on whether the bauxites are deposited on limestone or volcanic rock.

Some theories on the formation of bauxite will be valued here in the light of recent investigations. The bauxite occurrences in France were considered, when their significance was understood, as sediments of thermal waters. This theory of formation is apparently affirmed by the composition of a lavender coloured mud of a mud geysir in the Yellowstone Park (U.S.A.) with an alumina content of 58,5 per cent and a silica content of 22,2 per cent.

T. Kormos [18,19] studied occurrences of hydrargillite in Istria in connection with sulphurous thermal waters. Hydrargillite samples collected from Gruppia, Orlici, in the vicinity of Pineta, consisted of a white substance resembling travertino or an easily pulverisable material with an earthy touch. Titanium was entirely absent from these. Certain pieces were coloured brown, due to the presence of limonite.

Experiences accumulated so far do not include cases where the sediments of thermal waters would cover large areas. Precipitations of dissolved matters in wells, when the water reaches the surface, clog the wells. The Istrian sedimentation of hydrargillite was not extensive.

The descriptions of the French occurrences fail to deal with characteristics of the activity of thermal waters. The surface of dolomite covered by bauxite has always shown Karst symptoms and decomposed on the surface of contact. These facts alone do not prove by themselves the activity of thermal waters. Crumbling of dolomite can always be found evenly under bauxite whereas in case of active thermal waters this can only be observed in the immediate vicinity of the well's mouth. The bed of bauxite sometimes contains dolomite pebbles entirely covered by bauxite. The surface of such pebbles is decomposed. The decomposition of dolomite alone can not be considered, in general, as a proof of thermal water activity. A further argument against the formation of bauxite from thermal waters is the presence of titanium and other accompanying constituents originating from volcanic rocks.

E. Vadász [36] discusses in detail the theories of bauxite formation in his work entitled »The Geological Structure of Hungarian Bauxite Occurrences«. He discards the theory of F. Tucan and M. Kispatic who consider bauxite as an accumulated dissolution residue of carbonate rocks. This theory is also disproved by the fact that the residue obtained when dissolving dolomite or limestone, occurring in the bed of bauxite, shows an alumina-silica ratio which is not characteristic of bauxite but rather that of red clay (terra rossa). The residue obtained when dissolving the red limestone from Piszke (Hungary) formed in the Liassic, at a period when climatic conditions were similar to those in which bauxite was formed.

Composition of limestone :			Calculated for bauxite :	
Al ₂ O ₃	0,98 per cent	} 9,08 per cent	9,17 per cent	
SiO ₂	6,18 per cent		57,85 per cent	
Fe ₂ O ₃	1,82 per cent		17,04 per cent	
TiO ₂	0,10 per cent		0,94 per cent	
Loss on ignition	—		15,00 per cent	
CaCO ₃	88,89 per cent	} 91,10 per cent	—	
MgCO ₃	2,21 per cent		—	

Thus the insoluble residue is not bauxite. F. Brugger [7] states in his studies on dolomite, that the insoluble residue contains three times more silica than bauxite indicating that the insoluble residue of dolomite can not yield bauxite.

Recent red sea mud originating from the samples of the *Challenger* expedition shows a composition resembling that of the insoluble residue of red limestone :

Al ₂ O ₃	15,94 per cent
SiO ₂	54,48 per cent
Fe ₂ O ₃	8,66 per cent
TiO ₂	0,98 per cent

The theories on the formation of bauxite include also the possibility of its origin from dust carried by the wind. Two large dust falls were observed in Hungary: in 1901 and in 1941. These dusts were red, but do not lend support to the theory of bauxite forming.

Dust carried by the wind in Hungary in 1941 showed the following chemical composition :

Al ₂ O ₃	17,13 per cent
SiO ₂	64,23 per cent
Fe ₂ O ₃	5,45 per cent
TiO ₂	0,70 per cent
CaO	5,51 per cent
KNaO	6,49 per cent
Loss on ignition	0,37 per cent

Dust falls representing considerable amounts of material are very rare and the amount of matter deposited on 1 square meter is hardly 1—2 grams. This theory as to the formation of bauxite must therefore be discarded.

Geologists studying tropical formations often confuse the denominations bauxite and laterite. *H. Harrassowitz* [17] was inclined to accept *C. S. Fox's* theory [10] concerning the formation of bauxite out of laterite. *H. Harrassowitz* assumed on the basis of values calculated from analytical data that hydrargillite is present in laterite.

Laterite is characterised by the presence of hydrated silica (this type of laterite is qualified by *F. Buchanan* and *C. S. Fox* as lithomarge) and hardens with loss of water when dried in air. This process is irreversible. Hardened laterite does not soften in water. In general, any red marl-like rock and even pisolithic sandy formations are named laterites in tropical regions. In South Africa e. g. the iron oxide sediment from water is also called laterite. Laterite, however, represents the formation of the most recent age and does not have the slightest connection with bauxite which sometimes serves as its bed. Laterite deposited on bauxite always shows a sharp borderline along which the colour transition and the difference in composition can be readily observed within a millimeter.

A sample collected from the borderline of bauxite and laterite, separated along the red and grey colour region, showed the following composition :

	Red sample (laterite)	Grey sample (bauxite)
Al_2O_3	34,48	52,24 per cent
SiO_2	35,00	1,96 per cent
Fe_2O_3	13,60	12,10 per cent
TiO_2	2,10	9,30 per cent
Loss on ignition	13,82	23,40 per cent

The analytical data show a considerable difference in the amount of silica and this indicates the bauxite character of the greyish substance. Samples collected from borings often contain substances with a transitional character between bauxite and laterite. This is, however, caused by the technique of boring since, during the passing through the borderline either more laterite or more bauxite, respectively, is collected and a mean value is obtained.

Laterite never occurs as a bed of bauxite. No transition of bauxite into the superposed laterite can be observed. Sometimes bauxite pebbles can be found in pisolithic laterite which shows the same composition as the bauxite bed under the laterite.

Textbooks of geology [*Behrend—Berg* 3] describe the weathering of rocks under tropical conditions as lateritic weathering and the same phenomenon under temperate climates as clayey weathering, respectively.

This is an erroneous consideration since numerous examinations prove the course of the clayey weathering. On the other hand, no recent weathering processes are known which would yield bauxite.

Blanck and *Olderhausen* [6] studied the lateritic weathering products of an andesite rock of a southwestern volcano in Java. The process of weathering can be readily followed from the profiles of the layers examined. The complete reduction of the alkali content together with that of calcium and magnesium with a simultaneous uptake of water are characteristic of this process. Silica content decreases with alkali content, whereas the content of iron oxide and alumina slightly increases.

The theory of *C. S. Fox* [9, 10] on the formation of bauxite already expressed by naming the Indian bauxite »aluminous laterite« can not be affirmed by the above observations. Laterite is never converted into bauxite.

On the basis of the chemical analysis of the trap-rock widespread in India the composition of bauxite formed there from this rock can be calculated, supposing that its entire alumina content is converted into hydrargillite and the original silica content of 50,04 per cent is reduced to 2,00 per cent. The bauxite formed would show the composition: alumina 46,25 per cent, iron oxide 28,96 per cent, titanium dioxide 1,88 per cent. Indian bauxites indicate, however, an average titanium dioxide content of 10 per cent. Calculating back, we find that the trap-rock should originally contain 5,26 per cent of titanium dioxide. These considerations lead to the conclusion that the trap-rock known at present in India is not the primary source of Indian bauxite.

The main constituent of bauxite is hydrargillite or böhmite and diaspore, respectively. One way of formation of hydrargillite was already mentioned (the deposition from the sulphurous thermal waters in Istria). The investigations of *E. Vadász* [36] showed that the white mineral concretions (called in Hungarian: *huszárzsínör*, i. e. braid on the uniform of Hussars) occurring in the Eocene coal bed of Tatabánya consist mainly of hydrargillite or of clayey hydrargillite. The formation of this substance may be attributed to the alumina dissolving action of the acid produced by the oxidation of pyrite in the accompanying rock. Alumina hydrate concretions in coal layers are always accompanied by the precipitation of minerals containing lime. Moreover, the first Hungarian occurrence of aluminium hydrocalcite was observed here. The formation of alum water was first experienced in the Vértes Mountain [29]. Later, attention was called to the alunite pebbles occurring in the Iszkaszentgyörgy bauxite, further to the alunites found in the Eocene coal basin of Tokod and in the covering layers of the Gánt and Nyirád bauxite mines.

Summarizing these observations, it can be stated that in an acid medium alunite precipitates from a liquid containing aluminium sulphate, whereas in an alkaline medium, in the presence of lime, alumina hydrate is formed and precipitated. *Fersman* [5] explains the formation of the Tichvin bauxite occur-

rences discovered in the Soviet Union in the early years of this century by their precipitation from solutions of aluminium salts at different pH values. He states that below pH 4 aluminium dissolves as cation and above pH 13 as anion. Between these limits, however, aluminium precipitates as hydrate. The dissolution of alumina in rocks is interpreted by the oxidizing effect of sulphides. Aluminium hydroxide precipitates from the solution thus formed when the pH value reaches 6 to 8. Such conditions prevailed in the zones along the shores of Paleozoic seas and lakes. Bauxite occurring in the Ural Mountain and in Western and Middle Siberia was formed this way.

Rengarten [5] examined samples from bauxite occurrences in the Soviet Union from a mineralogical point of view and established the presence of the following minerals: greenish or dark brown chlorite, hematite, magnetite and mainly böhmite. Böhmite is supposed to be formed along the sea shores — combined with hydrates of iron — from solutions of acid character. The precipitation of alumina is thus the result of the neutralising action of seawater.

Berg [4], a Soviet research worker, discusses the conditions of formation of the Ural bauxites and states that these bauxites developed from the residues of swamp plants and deposited in the water of sea basins. His theory is supported by the fact that the Devon limestone bed of the Ural bauxite is strongly interwoven by the petrified residues of swamp plants, mainly of ferns. Most of the ferns of today are alumina accumulating plants capable of absorbing alumina from clayey weathering products. The ash of *Aspidium Filix Mas* e. g. has an alumina content of 50 per cent.

Alumina products precipitated from solutions of aluminium sulphate are, however, typically free of titanium. The interlayered substance found in the coal basin of Tatabánya — when containing titanium dioxide — is always clayey. Titanium dioxide represents thus an accompanying constituent of clay.

Three types of alumina hydrate occur in Hungarian bauxites. The Iszka-szentgyörgy bauxite consists mainly of hydrargillite with some böhmite. The presence of both was affirmed by X-ray investigations. The bauxite of Nyírád proved to be pure böhmite while the Nézsa bauxite was found to be almost pure diasporite-bauxite.

The formation of hydrargillite was affirmed by several research workers through experiments. *Norton* [24] heated nepheline for 320 hours at 300°C in water saturated with carbon dioxide and found, after opening the autoclave, that the substance consisted of 80 per cent hydrargillite. When heated to 325°C the product consisted of sericite.

The fundamental investigations of *Polinszky* [26] in connection with the dehydration of bauxite elucidated that the böhmite of the bauxite of Gánt when treated at 152°C under a pressure of 5 atm, is hydrated and converted to hydrargillite. For the complete conversion of hydrargillite to böhmite, however, a pressure of 200 atm is necessary.

Stumpf, Allen and Russel [30] studied the changes in the lattice structure of alumina hydrate at various temperatures. The lines of X-ray spectra of alumina trihydrates (alpha: hydrargillite, beta: bayerite) start to blur above 400° C and the spectrum of corundum appears at 1100° C. The spectrum of diaspor showed no changes up to 400° C.

These investigations lead to the general rule that the crystal form of a substance is only stable at the temperature and pressure of its formation. Under changed conditions transformations may occur in the crystal form as well. Naturally, there are structures of crystal lattice which show no alterations due to the compactness of their packing as *e. g.* alpha-alumina and corundum, respectively. The corundum lattice can not be hydrated anymore.

So far the possibilities of formation and conversion in water under pressure or at high temperatures of alumina hydrate were discussed. No attention has been paid to the pH value of the medium although this is a factor of utmost importance. *Correns* [8] was the first research worker studying the solubility of alumina and silica at various pH values. He found that alumina hydrate is very soluble in mediums having pH values below 4 and above 10, respectively, whereas it is almost entirely insoluble within these limits. On the other hand, the solubility of silica is small in an acid pH medium increasing considerably above pH 6.

When completing the studies of *Correns* [8] by the findings of *Fresenius* [11] it can be stated that iron oxide is completely soluble in a medium with a pH below 2,4 and the solubility ceases above pH 2,8. The solubility of titanium dioxide starts to diminish at pH 3,5, attaining complete insolubility at pH 4,8. Calcium oxide turns insoluble above pH 9,2. The precipitation of magnesium hydroxide starts at pH 6,7 and terminates at pH 8,2 (see Fig. 1).

Correns and *Fresenius* advanced the solution of the problem of bauxite formation considerably by their studies on the effect of pH values of the medium upon the solubilities of metal oxides.

Volcanic rocks always contain alkalies. The alkali metal having only one free bond (due to its monovalency) is located always in the exterior shell of the lattice structure of the rock forming crystal. On weathering, this alkali metal is liberated in water and replaced by hydrogen. In an alkaline medium the alkali appears in the solution as a water soluble alkali silicate, combined with the Si—O tetrahedron connected with it. This process represents the first step in rock weathering leading to bauxite. This up to date consideration based on crystal chemistry can be readily proved by the curve of *Correns*. The alkaline pH value of the medium ranging from 7 to 8 promotes weathering resulting in bauxite. Naturally, a more alkaline medium (up to pH 9,5) is more advantageous to the formation of bauxite and to the dissolution of silica, respectively. Mediums of such alkalinity occur, however, very rarely in nature. When the pH value

of the medium exceeds 9,5 alumina becomes again soluble. Thus no bauxite formation is possible in such mediums.

Complementing the original curves of *Correns* by those of *Fresenius*, it is obvious (see Fig. 1) that weathering in an acid region (between pH 2 and 3) will yield a white clay rich in silica. In such a medium the iron oxide contained by volcanic rocks is completely dissolved, a part of alumina likewise dissolves. Silica, on the contrary, remains almost insoluble, thus presenting every condition for the formation of a white clay rich in silica. This explains why such clays show a silica content of about 50 per cent besides an alumina content of 20 to 22 per cent.

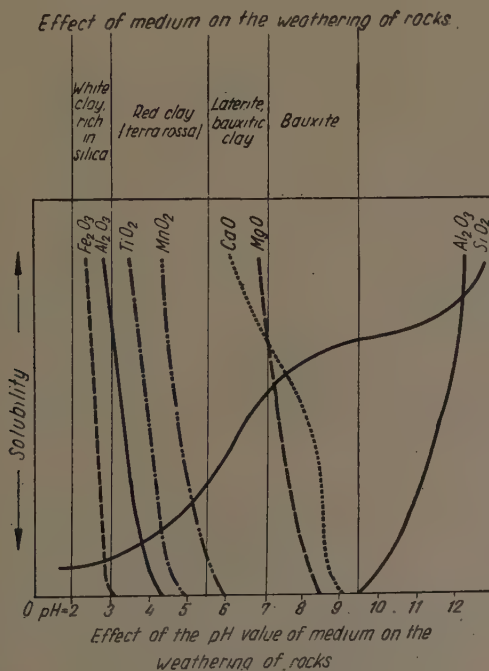


Fig. 1

Red clay and *terra rossa*, respectively, are formed in an acidic medium from pH 3,0 to 5,5. The iron content of the volcanic rock dissolves under such conditions in spots of higher acidity as a ferrous compound (in general, as ferrous sulphate), then precipitates when converted into ferric hydroxide. It has been long known that ferric hydroxide precipitated from an alkaline medium is yellow and brown, respectively, whereas when precipitated from an acid medium it shows a vivid red colour.

The substance which has been named by *F. Buchanan* as laterite and by *C. S. Fox* as lithomarge, ought to be qualified as a red clay containing montmorillonite, due to its chemical composition. The red clay soil developed on

basalt at a period between several lava eruptions, as found in the Kabhegy basalt quarry close to Ajka also, belongs to the same group.

Laterite proper, as found in India above bauxite occurrences, was formed in slightly acidic and neutral mediums, ranging from pH 5,5 to 7,0. A part of the silica content of the original rock was dissolved and the content of alumina and iron oxide increased. These laterites appear in a clayey form as schists, containing alumina from 29 to 34, silica from 28 to 35 per cent. This composition affirms the partial dissolution of silica due to its increased solubility. The content of iron oxide ranges from 16 to 27 per cent.

Around the neutral point bauxitic laterite may also appear. This would represent the transitional product which according to *H. Harrassowitz* [17] contains free alumina hydrate. The X-ray investigation of laterite containing 28 to 30 per cent silica proves the presence of hydrargillite.

The slightly alkaline medium of pH 7,0 to 9,5 was favourable to the formation of bauxite. The original solubility curve of *Correns*, published in 1940 [8], gave solubilities for alumina starting at pH 8,5. *Fresenius* [11] presented in 1942 data, indicating solubility at pH 9,5 as also shown in Fig. 1. The solubility of silica is considerable in such an alkaline medium. The occurrence of an alkaline medium in nature is relatively rare since it can only be formed under quite extraordinary conditions. Large scale bauxite occurrences could have been formed only in an alkaline medium, in the presence of an amount of water sufficient for the dissolution of the silica. Thus the starting material for bauxite must be an alkaline eruptive rock to ensure the formation of a satisfactorily

Table I

Al ₂ O ₃	55	to 57	per cent
SiO ₂	3	to 5	per cent
Fe ₂ O ₃	16	to 20	per cent
TiO ₂	2	to 3	per cent
CaO	0,2	to 0,5	per cent
MgO	0,05	to 0,12	per cent
MnO ₂	0,2	to 0,8	per cent
Co ₃ O ₄	0,004	to 0,017	per cent
NiO		to 0,001	per cent
ZnO	0,004	to 0,007	per cent
BeO	0,005	to 0,012	per cent
ZrO ₂	0,005	to 0,009	per cent
Ga ₂ O ₃		to 0,003	per cent
Cr ₂ O ₃	0,03	to 0,08	per cent
V ₂ O ₅	0,04	to 0,09	per cent
P ₂ O ₅	0,3	to 0,5	per cent
As ₂ O ₃		to 0,002	per cent
F	0,06	to 0,09	per cent
S	0,01	to 0,02	per cent
SO ₃	0,01	to 0,40	per cent
C	0,02	to 0,09	per cent
CO ₂	0,1	to 0,2	per cent
U ₃ O ₈	2,51 · 10 ⁻⁴	to 4,63 · 10 ⁻⁴	per cent
Loss on ignition	14	to 18	per cent
Moisture	16	to 21	per cent (determined separately).

alkaline medium. This rock may be basalt or gabbro since they have a high alkali content and are weathered in water quite readily. This alkaline water dissolves the silica of the rock easily, while alumina, iron oxide and many other accompanying constituents of the volcanic rock remain insoluble.

The study of the analytical data of the bauxite of Gánt shown in Table I including values determined and detected recently reveals that, with a few exceptions, the ingredients are metal compounds typical to volcanic rocks.

Besides the constituents listed above, the presence of lithium, strontium, barium, copper, cerium, lanthane, thorium, gallium, praseodymium, hafnium, etc. was also determined in Hungarian bauxite.

Roshkova [20] examined in the Moscow Institute for Bauxite Research the mineral composition of Hungarian bauxites. So far the silica content of the bauxite, assumed to be present, was bound as kaoline. About 90 to 95 per cent of the total silica content of the bauxite consists of silicates in bound form. *Roshkova*, however, when examining the mineral parts of bauxite samples which were pretreated with weak acid solutions to remove iron, separated various fractions by treatment with a liquid of high specific gravity. Microscopic examination revealed the presence of platelets of greenish chlorite in the sediment rich in silicate. The major portion of the magnesium is bound in bauxite as chlorite. Its formation is possible at an alkalinity around pH 8 since magnesium oxide turns insoluble at pH 8,5.

The theory of bauxite formation from alkaline rock is also supported by the fact that titanium in bauxite proved to be anatase as shown by its crystalline form by X-ray spectra. Anatase, however, is according to mineralogical experience a weathering product of perovskite, moreover, perovskite is the constituent of strongly alkaline volcanic formations. This fact corroborates the considerations presented before.

As stated previously, an alkaline medium is necessary for the formation of bauxite. *Wattenberg* [40] published in 1936 some physical data of the water of the Atlantic Ocean in relation to depth, showing that the pH value of sea water is 8,2 at sea level, diminishes with increasing depth and attains the value of 7,6 at a depth 500 metres. In deeper layers the pH value of sea water rises again and reaches pH 8 in a depth of 2000 metres.

The temperature of sea water is 22° C on the surface, goes down to 15° C in a depth of 100 metres, to 5° C at a depth of 500 metres. The further decrease of temperature in deeper layers does not exceed a few centigrades. The content of carbon dioxide in sea water shows a curve opposite to that of pH values. It is characteristic that water at sea level contains the least amount and in a depth of 500 metres the maximum of carbon dioxide.

The data of *Wattenberg* also underscore the theory of bauxite formation stated previously. Under a warm climate (as the climate of Hungary could have been in the beginning of the Cretacean) the temperature of the water

of the inland sea covering this region could have exceeded 22°C while the pH value of the water could have risen above 8,0 due to the weathering of volcanic rocks.

The investigations of *E. Vadász* [36] reveal that in Hungary the bauxite lying on a bed of Triassic dolomite is a re-sedimented product. The weathering of volcanic rock to bauxite could not therefore have occurred at the same place where bauxite is found now. Bauxite occurrences known up to the present time were re-sedimented in the Lower Cretaceous but their formation must have preceded this process. Bauxite beds supply arguments in support of re-sedimentation. Thus bauxite of Gánt often shows cavities («dolina») which sometimes reach great dimensions. Pebbles of 15 to 20 cm diameter cemented from pisolithic bauxite are found on the bottom of these cavities. The substance filling these cavities is also bauxite, however, with a colour or structure differing from that of the neighbouring bauxite layer. *E. Vadász* described, in the Iszkaszentgyörgy bauxite occurrence similar cavities which contained alunite pebbles.

The weathering of alkaline volcanic rocks to an extent, resulting bauxite occurrences of several million tons, should have required a very long period, since the hard solid surface of rocks is weathering but slow. The process of weathering is promoted by the loose or powderlike structure of rocks. Thus it is very probable that the formation of bauxite can be attributed to eruptions of volcanic ash. When volcanic ash falls into a large amount of warm water (inland sea) it decomposes quickly, loses its alkali content while turning the sea water alkaline. The great quantity of water is capable of dissolving and transporting the silica content of volcanic ash.

The process of bauxite formation is performed most favourably in shallow sea water. According to the studies of *Wattenberg* the layer of 50 to 60 metres under sea level presents the optimal pH values and temperature.

There is no knowledge of volcanic activity in Hungary at the period of formation — re-sedimentation — of bauxite occurrences. Thus the primary alkaline rock serving as basic material for bauxite formation must perhaps be looked for outside the boundaries of present Hungary.

The process of weathering of alkaline eruptive rocks is elucidated by the examination of the decomposition of bauxite cement in water. When a concrete made of bauxite cement is immersed in water for a long period, a white jelly-like substance will appear. This precipitate contains the major portion of the silica present in the bauxite cement. While the bauxite used for the manufacture of cement contained an average of 55 per cent alumina and 2 to 3 per cent silica, the jelly-like mass extracted with water showed an alumina content of 18 per cent, and 9,5 per cent of silica. When the concrete was immersed in a solution of 5 per cent sodium carbonate the silica content of the precipitate increased to 12 per cent. This experiment also corroborates the theory of the process of weathering of alkaline rocks.

When studying the probability of rock weathering according to the foregoing, two points of view must be taken in account. Let us take a rock of a high alkali content and a relatively low content of silica (i. e. with a possibly small ratio of silica to alkalis), like a nepheline-sienite from French Guinea with 22,60 per cent alumina, 56,88 per cent silica, 8,30 per cent sodium oxide and 5,57 per cent potassium oxide ($\text{SiO}_2 : \text{KNaO} = 56,88 : 13,87 = 4,1$). It is obvious that this rock is readily weathered under the effect of water and yields a solution of strongly alkaline character. Under tropical conditions alkaline water dissolves silica quickly, thus the possibility of bauxite formation is favoured. On the other hand, the trap-rocks of India contain relatively little alkali. The total amount of potassium and sodium oxides is only 2,7 per cent. Since the silica content is 50,4 per cent, the ratio of silica to alkalis equals 18,1. This indicates that the amount of alkalis is unsatisfactory for the dissolution of the high percentage of silica and the solution resulting from weathering will hardly attain the pH value of 8,0. Thus the weathering of this rock will yield laterite instead of bauxite.

It can be stated on the foregoing that neither clay nor laterite contain alkalis in the amounts required for the subsequent conversion of these weathering products to bauxite, even when satisfactory amounts of water are present. The possibility of bauxite formation from clay even in an alkaline medium is very improbable since the crystal lattice of kaoline, its main constituent is exceedingly stable and can not be decomposed in the laboratory by treatments with acids or alkalis. The bonds of aluminium and silicon can only be cleaved by dehydration of kaolinite (the water of structure) by heating to 400 to 500° C. Temperatures of this range required for the cleavage of the molecules of kaolinite produced by a weathering process in an acidic medium and rendering its silica content soluble, are highly improbable in nature. Consequently, no possibility exists for the formation of bauxite from clay occurrences under the effect of alkaline mediums.

Summarising the discussion on bauxite formation it can be stated that bauxite can be formed from volcanic rocks only in case when rocks containing a relatively large amount of alkali, (ratio $\text{SiO}_2 : \text{KNaO} = 4$ to 6) come into contact in a loose (preferably powdered) form with the proper amount of water at a depth of not over 50 metres, and the pH value of the resulting solution attains or exceeds 8,0 due to the removal of alkalis of the rock. When these conditions are not met, bauxite can not be formed by rock weathering.

SUMMARY

The theory of Karst geologists on the formation of bauxite proved to be out of date while the validity of other theories on bauxite formation seems improbable. Special types of bauxite formation may be assumed in the case of small occurrences. Bauxite layers of such formations, however, rarely reach the scale worth for industrial utilisation. The theory of bauxite formation connected with the lateritic weathering of rocks can not be affirmed since laterite

always occurs above bauxite and no transitional layer could be found between them. Soviet research workers (*Fersman* and *Rengarten*) stated that the alumina hydrate and iron oxide of bauxite had been precipitated from an acid medium. The examination of the mineral constituents of various bauxites indicates that bauxite has been formed from a volcanic rock, provided this rock contained relatively much alkali, and got into a sufficient amount of water in a loose preferably powdered form. The depth of the medium should not exceed 50 metres. The alkalinity of the medium — due to dissolution of alkalies from the rock — should attain or exceed $\text{pH } 8.0$. If any of these conditions lack bauxite can not be formed by rock weathering.

LITERATURE

1. *Bacsó N.*: Időjárás, 45, 186, 1941.
2. *Behre*: Econ. Geol. 27, 678, 1927.
3. *Behrend and Berg*: Chem. Geol. p. 298, 1932.
4. *Berg*: Compt. rend. Acad. Sci. U.R.S.S. 46, 154, 1945.
5. *Beljaev*: Metallurgy of Light Metals (Hungarian translation) 1950.
6. *Blanck and Olderhausen*: Chemie d. Erde, Vol. 7, p. 426, 1932.
7. *Brugger F.*: Matem. Term. Ért. 59, 619, 1940.
8. *Correns*: Naturwissenschaft 28, 369, 1940.
9. *Fox, C. S.*: Bauxite, 1927.
10. *Fox, C. S.*: Rec. Geol. Survey f. India 69, 389, 1936.
11. *Fresenius and Jander*: Hbuch d. anal. Chemie, Vol. 3, p. 246, 1942.
12. *Gedeon T. G.*: Magyar Kémiai Folyóirat 44, 29, 1938.
13. *Gedeon T. G.*: Geol. conditions of Lohardaga bauxite, p. 23, 1947.
14. *Goranson*: Amer. J. Sci. (5) 35A, 71—91, 1940.
15. *Györki J.*: Földt. Közl. 61, 3, 1931.
16. *Harder*: Econ. Geol. 28, 395, 1933.
17. *Harrassowitz, H.*: Laterit, p. 492, 1926.
18. *Kormos T.*: Bány. Koh. Lapok 61, No. 2: 1928.
19. *Kormos T.*: Bány. Koh. Lapok 63, No. 12, 1930.
20. *Ljubimov*: Report on the studies by Roshkova, 1946.
21. *Mauritz B.—Vendl A.*: Mineralogy (Hungarian), Vol. 2, 1942.
22. *Noll*: Fortschr. d. Mineral. 19, 46—47, 1935.
23. *Noll*: Z. angew. Ch. 53, 240, 1940.
24. *Norton*: Amer. Mineralogist 24, 1—17, 1939.
25. *Pávai—Vajna F.*: Bány. Koh. Lapok 81, 194, 1948.
26. *Polinszky, K.*: Dehydration of bauxite, Dissertation, 1949.
27. *Ramachandra Rao*: Rec. Mysore Geol. Dep. 34, 60, 1936.
28. *Sarbakov*: Nemetallicheskaya Vol. 2, 339—447, 1943.
29. *Schréter Z.*: Földt. Közl. 40, 277, 1910.
30. *Stumpf, Allen and Russel*: Ind. and Eng. Chem. 42, 1398, 1950.
31. *Treitz P.*: Természettud. Közl. 34, 265, 1902.
32. *Vadász E.*: Bány. Koh. Lapok 68, 163—193, 1935.
33. *Vadász E.*: Matem. Term. Ért. 60, 495, 1941.
34. *Vadász E.*: Földt. Közl. 72, 151, 1942.
35. *Vadász E.*: Földt. Közl. 73, 169, 1943.
36. *Vadász E.*: Geology of bauxite (Hungarian) 1951.
37. *Váradi*: Bány. Koh. Lapok 84, 30, 1951.
38. *Vitális I.*: Matem. Term. Ért. 50, 520, 1935.
39. *Wattenberg*: Umschau 36, 779, 1932.
40. *Wattenberg*: Wissenschaftl. Ergeb. d. Atlant. Exped. »Meteor« 1925—1927, Part 3, p. 233 Berlin, 1933.

ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТА

Т. Г. Гедеон

Резюме

Теория карсто-геологов об образовании боксита в настоящее время уже устаревшая, остальные же теории образования боксита также являются мало вероятными. Образование некоторых небольших бокситовых залежей по известным теориям является возможным, однако образующиеся таким образом залежи обыкновенно не достигают значительного количества с промышленной точки зрения. Теория образования боксита, связанная с латеритовым выветриванием пород также не может быть подтверждена, так как латерит всегда залегает над бокситом и переходная стадия между ними не может быть выявлена. Советские исследователи А. Е. Ферстан и В. П. Ренгартен при их исследованиях пришли к заключению, что глиноземнистый гидрат и окись железа, находящиеся в боксите, выделились из кислой среды. Исследованием минеральных компонентов различных бокситов было выявлено, что боксит образовался из магматической породы, но только в том случае, если щелочность породы была достаточно велика, если она в рыхлом виде — наиболее вероятно в пылеобразном состоянии — попадала в водоемы глубиной не более 50 м и при посредстве дифференциации щелочности породы щелочность раствора достигала или превышала величину $pH = 8$. Если этих условий не будет, то в течение выветривания пород боксит образовываться не может.

QUALITATIVE CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SULFIDISCHEN ERZANSCHLIFFEN

I.

(NACHWEIS VON Fe, Cu, Ni, Co, Ag UND Sn)

Von

GY. GRASSELLY

Universität Szeged (Ungarn)

Eingegangen am 20. Mai 1952

Im Verlaufe von mikroskopischen Erzuntersuchungen wäre in vielen Fällen eine qualitative chemische Untersuchung von Schliffen oder genauer gesagt: von bestimmten Details von Schliffen erwünscht, teils um festzustellen, welches Mineral der zu untersuchende Schliff vorstellt — vorausgesetzt, dass diese Frage nicht vorher schon durch optische (erzmikroskopische) Untersuchungen völlig geklärt worden war — teils um zu entscheiden, ob das vorliegende Erzgewebe ein bestimmtes, gesuchtes Metall, z. B. Nickel — enthält oder nicht. Zumeist gilt es auch noch die Frage zu lösen, in welchem Teil des Schliffes reichert sich das gesuchte Metall an und wie sich die das betreffende Metall enthaltenden Mineralienkörner im Schliff verteilen.

Natürlich soll die Untersuchung ohne wesentliche Beschädigung des Schliffes ausgeführt werden können, d. h. derart, dass das gleiche Stück — allenfalls nach wiederholtem Polieren — für weitere Untersuchungen geeignet bleibe. Eben aus diesem Grunde verbietet sich das früher empfohlene Verfahren des »Ausbohrens«, wobei mittels eines Feinbohrers Proben aus dem fraglichen Teil des Schliffes entnommen und die üblichen qualitativen Untersuchungen an diesen entnommenen minimalen Mengen ausgeführt worden waren. Auch falls sich die Untersuchungen in dieser Weise ausführen und die qualitative Zusammensetzung des fraglichen Teils feststellen lassen, wird eben der augenblicklich interessanteste Teil des Schliffes durch das Ausbohren zerstört.

Viel vollkommener als das obige ist das sog. »Abdruckverfahren«, bei welchem auf die Oberfläche des zu untersuchenden Metalls, bzw. der Legierung ein mit einem für den nachzuweisenden Bestandteil spezifischen Reagenz getränktes Papier gedrückt wird und die auf dem Papier stattfindende Reaktion erkennen lässt, ob das untersuchte Stück das fragliche Metall enthält oder nicht. Dieses Verfahren lässt überdies die Verteilung etwa vorhandener Inhomogenitäten genau erkennen. Das Verfahren führt in allen Fällen zum gewünschten Ziele, wo sich zwischen Reagenz und nachzuweisendem Bestandteil eine unmittelbare Reaktion abspielt und das entstandene Reaktionsprodukt farbig ist. Zahlreiche Verfahren wurden zum derartigen Nachweis der verschiedenen Einschlüsse des

Eisens und des Stahls (Schwefel, Sulfide, Phosphor usw.) ausgearbeitet; diese Verfahren fanden sodann in der Metallographie Verwendung.

Das Abdruckverfahren wurde auch auf Mineralien angewandt. Neuestens befasst sich *Yagoda* mit dem Nachweis von Silber- und Kupfersulfiden bei Anwendung der besagten Methode. Er behandelt das zur Untersuchung dienende Papier erst mit Bleinitrat und hierauf mit einer Lösung von Kaliumcyanid und presst sodann das so vorbehandelte Papier auf die Oberfläche des Schliffes auf. Das Kaliumcyanid überträgt infolge seiner Lösewirkung sozusagen eine dünne Schicht von der Oberfläche des Schliffes auf das Reagenzpapier, wo sodann unmittelbar oder erst im Verfolg einer weiteren Behandlung der Abdruck der untersuchten Oberfläche erscheint.

Das erwähnte Abdruckverfahren wurde von *Fritz* und noch anderen weiterentwickelt. *Glazunov* und *Jirkovsky* stellten besonders grundlegende und richtunggebende Untersuchungen auf diesem Gebiete an, indem sie die sogenannte elektrographische Methode ausarbeiteten. Der Grundsatz ist der gleiche wie der der Lösung von *Fritz* und besteht im wesentlichen daraus, dass das zu untersuchende Metall oder die Legierung, bzw. der aus diesen verfertigte Schliff als Anode geschaltet wird und gegenüber dem Schliff eine Aluminium- oder Kupferplatte (bzw. ganz allgemein eine Metallplatte, die aus einem dem verwendeten Reagenz gegenüber sich indifferent verhaltenden Material gefertigt ist) als Kathode geschaltet wird. Auf die Kathode wird ein mit KCl- oder K_2SO_4 -Lösung getränktes Filtrierpapier und auf dasselbe ein mit einem entsprechenden Reagenz getränktes Papier gelegt, welch' letzteres sich mit der zu untersuchenden geschliffenen Oberfläche unmittelbar berührt. Beim Anstellen der Elektrolyse wird die Anwesenheit des gesuchten Metalls und seine Verteilung im zu untersuchenden Stück durch das Eintreten der betreffenden Reaktion angezeigt. Als Stromquelle kann ein Akkumulator oder eine aus Taschenlampenelementen bestehende Batterie dienen. *Jirkovsky* war der erste der diese Untersuchungsmethode immer mehr auch auf die Untersuchung von Mineralien ausdehnte und anwandte.

Vom Standpunkte der Mineralogie, besonders der Erzmikroskopie ist die Frage sehr wichtig und die obige Lösung scheint viele Möglichkeiten zu beinhalten. Eben deswegen erschien es angezeigt, die obige Untersuchungsmethode und ihre Anwendbarkeit auf Erzanschliffe — in erster Linie auf Anschliffe von sulfidischen Erzen — einer systematischen Untersuchung zu unterwerfen und dies um so mehr, als man sich bei uns bisher mit der Frage überhaupt noch nicht befasste, obwohl sie weite Anwendungsmöglichkeiten nicht nur für die Mineralogie und Erzmikroskopie, sondern darüber hinaus evtl. auch für Korrosionsuntersuchungen besitzt. Demgegenüber befassten sich im Auslande, besonders in der Tschechoslowakei, zahlreiche Forscher mit Erfolg mit der in Rede stehenden Methode, besonders für die Zwecke der Metallographie.

Versuchseinrichtung

Als Stromquelle diente eine kleine Gleichrichtervorrichtung mit Netzanschluss, der sich ein Voltmeter und ein Milliampèremeter samt passendem Vorschaltwiderstand bzw. Shunt anschlossen. In den Gleichrichter waren ein der groben Einstellung und ein der Feineinstellung dienendes Potentiometer, bzw. Widerstand eingebaut. Messgrenzen: 0,01–5 V, 0,1–150 mA. Das Schaltungsschema zeigt Abb. 1.

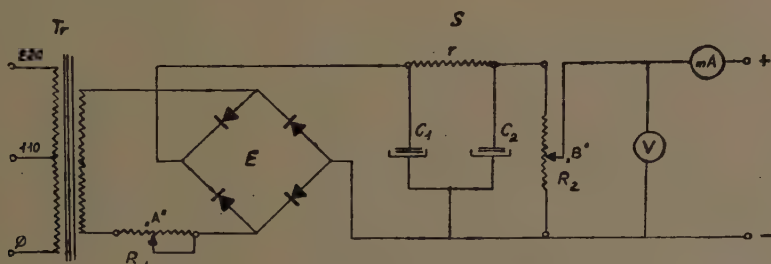


Abb. 1

Daten des Gleichrichters (unter Benutzung der Bezeichnungen des obigen Schaltschemas):

Tr.: Netztransformator für 110–220 V Primär- und 10 V Sekundärspannung und 10 W Belastung. E: Gleichrichtereinheit, 4 St. Selenscheiben von 35 mm Durchm., in Graetz'scher Schaltung. S: Filterkreis; r 1 St. Schichtwiderstand von 5000 Ω , Belastbarkeit: 3 W; C_1 und C_2 je ein Elektrolytkondensator von 100 MF und 15 V Spannung; R_1 ein Regulierwiderstand (Draht) von 100 Ω ; R_2 ein Potentiometer von 0,01 M Ω . Instrumente: Grundempfindlichkeit des Voltmeters: 100 mV, die des Ampèremeters: 1 mA.

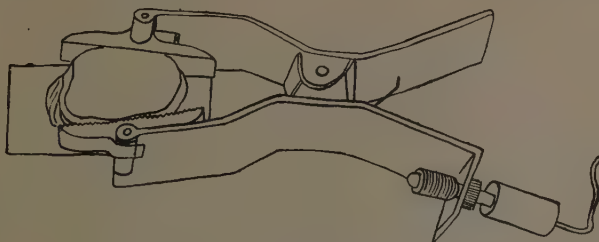


Abb. 2

Als Kathode diente eine Aluminiumplatte von der Oberfläche 3×3 cm und der Stärke 1,5 cm, seitlich mit einer Bohrung zur Aufnahme des der Verbindung dienenden Bananensteckers versehen.

Bei Schliffen, deren Grösse es zuliess, wurden die beiden, einander gegenüber liegenden vertikalen Flächen schon bei der Anfertigung parallel geschliffen,

um sie zum Anfassen mit der in Abb. 2 dargestellten Zange geeignet zu machen. Wo dies nicht möglich war, wurde am unteren Teil des Schliffes eine glatte Oberfläche angeschliffen, die zur Herstellung des Kontaktes diente. Die Zange ermöglichte stets einen leicht herstellbaren und zuverlässigen Kontakt.

Allgemeines Verfahren beim Ausführen der Versuche

1. Auf die Kathode wird das mit der entsprechenden Elektrolytlösung getränkte und sodann von der überschüssigen Feuchtigkeit befreite Filtrierpapier aufgelegt.

2. Das zur Untersuchung benützte Gelatinepapier wird für 2—3 Minuten in die gleiche Lösung getaucht, dann zwischen zwei trockenen Filtrierpapieren mit einer Gummiwalze überfahren um es von der überschüssigen Feuchtigkeit zu befreien, für eine Minute in die entsprechende Reagenzlösung gesetzt und schliesslich das überschüssige Reagenz ähnlich wie oben entfernt.

3. Das derart vorbereitete Reagenzpapier wird, mit der Gelatinefläche nach oben auf das auf der Kathode liegende Filtrierpapier gelegt.

4. Die polierte Seite des zu untersuchenden Schliffes wird auf das Gelatinepapier gesetzt, mit der Zange gefasst oder auf andere Art und Weise der Kontakt hergestellt und die Elektrolyse in Gang gebracht, bei den Umständen entsprechender Regelung der Stromstärke. Die vorliegenden Untersuchungen wurden im allgemeinen bei 2—10 mA, 2,5—5 V und einer Dauer von 60—25 sec ausgeführt.

Das gelatinierte Papier lässt sich durch Ausfixieren von hartem Gaslichtpapier, gründliches Auswaschen mit Wasser und anschliessendes Trocknen (mit der Gelatineoberfläche nach unten) auf einem hochglanzpolierten, chromierten Blech herstellen.

Untersuchung auf einzelne Komponenten

Bisher wurden von den verschiedenen Autoren verwendet: zum Nachweis des Eisens Kaliumferro-, bzw. Kaliumferrizyanid, zum Nachweis des Kupfers ebenfalls Kaliumferrozyanid, des Nickels Dimethylglyoxim, des Kobalts Ammonrhodanid, oder Kaliumnitrit, des Bleis Kaliumchromat, des Silbers Kaliumjodid bzw. Kaliumchromat, des Zinks wiederum Kaliumferrozyanid, des Arsens Silbernitrat, des Wismuts Kaliumjodid bzw. Papier, das mit diesen Reagenzien getränkt war. Wie auch aus dieser schematischen Aufzählung ersichtlich, ist nicht jedes der angeführten Reagenzien von spezifischer, selektiver Beschaffenheit, d. h. dass der Nachweis kein eindeutiger, ohne Maskierung der störenden Elemente verwendbarer ist. Es besitzen also die aufgezählten Reagenzien keineswegs jene Selektivität, die es ermöglichen würde, die betreffende Reaktion ohne Störungsmöglichkeiten zum Nachweis je eines bestimmten

Metalles zu gebrauchen, im Hinblick auf das allfällige Vorhandensein bestimmter Begleitmetalle, wie sie der Natur des betreffenden Minerals oder Erzes entsprechen. Die Untersuchungen waren somit in erster Linie in Richtung der Behebung der eben erwähnten Schwierigkeit zu führen.

a) Nachweis von Eisen :

Wir haben nach einem Reagenz gesucht, das empfindlicher sein sollte als Kaliumferrozyanid, bzw. Kaliumferrizyanid, selektiver sein sollte als die erwähnten Reagenzien, mit zweiwertigem Eisen reagieren sollte (im Hinblick darauf, dass das Eisen aus dem als Anode geschalteten eisenhaltigen Sulfid als Ferroion austritt) und bei dem nicht so viele störende Ionen existieren, die mit dem Reagenz intensive Färbungen oder Niederschläge geben.

Gut bewährt hat sich im Laufe unserer Versuche das α - α' -Dipyridyl, das in 0,5%-iger wässriger Lösung angewendet wurde. Dieses Reagenz reagiert nur mit zweiwertigem Eisen, mit dreiwertigem überhaupt nicht. Infolgedessen stört das letztere die Reaktion überhaupt nicht und das einmal in Reaktion getretene Ferroisen bleibt gegen weitere Oxydation geschützt. Literaturangaben zufolge stören bei der quantitativen kolorimetrischen Bestimmung des zweiwertigen Eisens mit Hilfe des erwähnten Reagenz lediglich das Mangan und das Zink; das erstere bewirkt eine gelbliche Färbung, das letztere eine farblose Trübung.

In Abweichung von diesen etwas lückenhaften Angaben haben wir im Verlaufe von Bestimmungen, die wir mit dem in Rede stehenden Reagenz zur Feststellung des Ferro-ferrigehaltes von Grubenwässern ausgeführt haben, gefunden, dass die kolorimetrische Bestimmung auch durch den Kupfergehalt der Lösungen beeinflusst wurde, indem dieser eine bläuliche bis bläulichgrüne Verfärbung hervorruft. Dieser Umstand stört zwar bei der kolorimetrischen quantitativen Bestimmung, bedeutet aber vom Gesichtspunkte der hier behandelten Untersuchungen aus geradezu einen Vorteil, indem kupferfreie Eisensulfide mit mehr oder weniger intensiver Rotfärbung (Abdruck Nr. 1), eisenfreie Kupfersulfide mit blauer bis bläulichgrüner Färbung, Kupfer und Eisen enthaltende Sulfide hingegen, wie z. B. das Chalkopyrit, mit einer aus den beiden Färbungen entstandenen Mischfarbe, d. h. mit einem Rot, das einen leichten Einschlag von Violett aufweist — reagieren.

Somit eröffnet sich durch die Einführung des α - α' -Dipyridyls als eines neuen Reagenz, in die elektrographischen Untersuchungen die Möglichkeit, die erwähnten Sulfide, bzw. Eisen und Kupfer auf einmal und nebeneinander nachzuweisen.

Wir haben das Reagenz u. a. an mehreren Enargit-, bzw. Tetraedritschliffen ausprobiert, die Pyrit, bzw. Chalkopyrit von kleinerem und grösserem Korn oder in ganz feiner Verteilung enthielten. An den Stellen, wo Pyritkörner vorhanden waren, zeigte sich überall die charakteristische rote Färbung; an den

Stellen, wo reines Enargit, bzw. Tetraedrit vorhanden war, zeigte der Abdruck bläuliche bis bläulichgrüne Färbung, während die Stellen der Chalkopyritkörner die gleiche rote Färbung mit violetter Einschlag aufwiesen, die sich auch bei völlig reinem, homogenem Chalkopyrit zeigt. Auf Abbildung 2 lässt sich die Verteilung der winzigen, reinen Pyritkörnerchen in dem Grundstoff bildenden Enargit vorzüglich erkennen. Im Abdruck zeichnen sich auch die feinsten Pyritkörner scharf ab.

Wir haben das Reagenz mit gutem Erfolg zum Nachweis des Eisengehaltes der folgenden Mineralien verwendet :

Pyrit	FeS_2	Pentlandit	$(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$
Markasit	FeS_2	Bravoit	$(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$
Pyrrhotin	FeS	Arsenopyrit	FeAsS
Löllingit	FeAs_2	Safflorit	$(\text{Co}, \text{Fe}) \text{As}_2$
Chalkopyrit	CuFeS_2	Bornit	Cu_5FeS_4
		Stannin	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$

Desgleichen liess sich das Reagens gut zum Nachweis geringer Eisenverunreinigungen folgender Mineralien verwenden :

Linneit	Co_3S_4	Ullmannit	NiSbS
Smaltin—Chloanthit ...	$(\text{Ni}, \text{Co}) \text{As}_3$	Sphalerit	ZnS

Aus der Zusammensetzung der obigen Mineralien folgt also, dass der elektrographische Nachweis des Eisens mittels α — α' -Dipyridyl durch Cu, Co, Ni, Zn, As, Sb, Sn, Pb nicht gestört wird, zumal sich das Eisen in Mineralien, die die obigen Metalle enthielten, eindeutig nachweisen liess. Keinerlei Maskierung war erforderlich. Wo auch Kupfer zugegen war, erschienen Kupfer und Eisen gemeinsam mit der vorhin erwähnten Mischfarbe. Wir haben Galenit- und Nickelinanschliffe noch besonders mit diesem Reagenz untersucht, wobei aber die Reaktion völlig negativ ausfiel; am Papier war keine Verfärbung bemerkbar, d. h. dass einerseits die untersuchten Stücke keine Eisenverunreinigung enthielten, andererseits auch Blei und Nickel die Reaktion, den Nachweis des Eisens, nicht stören.

Das Gelatinepapier wurde anlässlich der obigen Untersuchungen zuerst mit 10%-iger Ammonsulfatlösung, hernach mit dem Reagenz präpariert. Die Elektrolyse wurde im allgemeinen eine Minute lang bei 8—10 mA fortgeführt.

Zu bemerken ist, dass während im Falle des Chalkopyrits oder des Stannins Eisen und Kupfer gemeinsam eine hellrotviolette Färbung hervorriefen, beim Bornit nach Einwirkung eines Stromes von 10 mA von 1 Minute Dauer sich nur die Kupferreaktion zeigte, während sich Eisen höchstens an den Stellen zeigte, wo sich Pyritkörner im Bornit befanden, an den dem Bornit selbst entsprechenden Stellen aber auf der gelatinierten Seite des Papiers die für Eisen charakteristische Färbung nicht zu sehen war. Wenn man jedoch das Papier

in der Durchsicht betrachtete, so war klar zu erkennen, dass sich die für Eisen charakteristische Färbung ins Innere des Papiers zurückgezogen hatte, während an der Oberfläche nur die vom Kupfer herrührende bläulichgrüne Färbung zurückblieb. Liess man aber einen Strom von nur 3—4 mA 20—25 sec lang einwirken, so zeigte sich bereits die für Eisen und Kupfer gemeinsam charakteristische Reaktion, wenn auch mit schwacher Intensität.

b) Nachweis von Kupfer

Gemäss den obigen Ausführungen ist das Reagenz für Eisen auch für den Nachweis des Kupfers durchaus geeignet.

Unabhängig hiervon haben wir die Verwendbarkeit noch eines andern Kupferreagenz, des Benzoinoxims untersucht und zwar in 5%-iger alkoholischer Lösung. Dieses Reagenz ergibt mit Kupfer eine grüne Färbung, die bei Einwirkung von Ammoniakdämpfen noch kräftiger wird.

Das Benzoinoxim wurde zum Nachweis des Kupfergehaltes von Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin, Enargit, Tetraedrit, Stannin und Linneit verwandt, doch ist das für Eisen verwendete Reagenz auch für den Kupfernachweis dem Benzoinoxim vorzuziehen, schon aus dem Grunde, weil das erstere zugleich mit dem Eisen auch das Kupfer — falls vorhanden — anzeigt, andererseits aber weil das Eisen auf dem mit Benzoinoxim behandelten Papier eine mehr oder minder starke gelbliche Verfärbung hervorrief, welche — zumal im Falle kleiner Mengen von Kupfer, wo die gelblichgrüne Verfärbung, die das Kupfer mit dem Reagenz ergibt, ebenfalls schwach ist, u. A. das Erkennen des Kupfers zu erschweren vermag.

An einem von einem Linneit—Schliff mit Eisenreagenz angefertigten Abdruck lässt sich erkennen, dass neben Eisen auch Kupfer zugegen ist. An einem vom gleichen Schliff mit Benzoinoxim abgenommenen Abdruck war zu erkennen, dass die Kupferreaktion tatsächlich an jenen Stellen stärker erschien, wo das Vorkommen des Kupfers schon anlässlich des Eisennachweises festgestellt wurde. — Abdruck Nr. 3 wurde von einem Chalkopyrit und Pyrrhotin enthaltenden Schliff mittels α - α' -Dipyridyl angefertigt. Das Pyrrhotin erscheint rot, während das Chalkopyrit die gleiche Schattierung ergibt, die von reinen, homogenen Chalkopyriten angefertigten Abdrücke im allgemeinen zeigen. An einem von chalkopyrithältigem Tetraedritschliff mit Eisenreagenz angefertigten Abdruck lassen sich die Chalkopyritkörner gut und scharf unterscheiden, sie kontrastieren mit ihrer violettroten Färbung (Cu + Fe-Reaktion des Chalkopyrits) gut gegen die bläulichgrüne Farbe (Cu-Reaktion des Tetraedrits) der Umgebung, wogegen auf einem vom gleichen Schliff mit Benzoinoxim abgenommenen Abdruck die Kupferreaktion (grüne Verfärbung) dieses letzteren Reagenz dominiert und die Chalkopyritkörner nicht mehr richtig hervorstechen, vielmehr stark verdeckt sind.

Auch Benzoinoxim ist gut zu gebrauchen, namentlich dann, wenn lediglich Kupfer nachzuweisen ist; falls es sich aber um den gemeinsamen Nachweis von Eisen und Kupfer handelt, ist die Verwendung von α - α' -Dipyridyl vorteilhafter, nachdem sich mit diesem Reagenz Eisen und Kupfer sowohl in ein und demselben Mineral-körnchen, wie auch getrennt, in je besonderen Mineral-körnern gleichzeitig und gut unterscheidbar nachweisen lassen.

c) Nachweis von Nickel

Zum Nachweis des Nickels haben wir das allgemein gut bewährte Reagenz Dimethylglyoxim benutzt, in 1%-iger alkoholischer Lösung. Die Frage war, inwieweit Eisen, Kupfer und Kobalt Störungen beim Nachweis des Nickels auf elektrographischem Wege bei Benützung des angeführten Reagenz verursachen würden.

Wir erprobten das Reagenz zuerst an reinem Nickel in (Abdruck Nr. 12). Wir behandelten das Reagenzpapier zunächst, genau wie beim Nachweis des Eisens oder des Kupfers, mit 10%-iger Ammonsulfatlösung, sodann mit einer 1%-igen alkoholischen Lösung von Dimethylglyoxim. In diesem Falle wurde eine Minute lang bei 10 mA elektrolysiert und hernach das Papier Ammoniakdämpfen ausgesetzt.

Bei Untersuchung der Nachweisbarkeit des Nickels in Gegenwart von Eisen und Kupfer, war folgendes festzustellen: falls man das Reagenzpapier vor dem Präparieren mit dem Reagenz auch mit einer Lösung von Seignettesalz behandelt, so stechen die nickelhaltigen Körner — ungeachtet des Umstandes, dass das Eisen auch in diesem Falle eine Verfärbung hervorruft — auf dem Abdruck durch ihre lebhafteste, charakteristische violettrote Färbung, auch im Falle geringer Korngrösse, aus der von Eisen gefärbten Umgebung hervor. Zu den Untersuchungen wurden Pyrrhotin, Pentlandit und Bravoit enthaltende Schlämme verwendet. Von diesen Schlämmen wurden die Abdrücke Nr. 5, 7 und 9 mittels Eisenreagenz, die Abdrücke Nr. 4, 8 und 10 von den gleichen Schlämmen mittels Nickelreagenz angefertigt. Die Abbildungen zeigen sehr deutlich die Verteilung der nickelhaltigen Körner im Schliff. Aus den Färbungen des Abdrucks Nr. 5 geht hervor, dass das die Grundmasse bildende Pyrrhotin kupferhaltig ist, ferner dass der Schliff auch besondere Körner von Chalkopyrit enthält, wie das auch an einem auf Benzoinoximpapier angefertigten Abdruck zu sehen war. Auf dem Dimethylglyoximpapier entsteht an den Stellen der Chalkopyrit-körner eine Verfärbung, die der Kupferreaktion mittels Benzoinoxim ähnlich ist, die aber, gleich der durch Eisen hervorgerufenen Verfärbung, die vom Nickel verursachte Verfärbung nicht überdeckt und infolgedessen auch nicht stört. Auf einem mittels Eisenreagenz angefertigten Abdruck eines Pyrrhotin, Pentlandit und Chalkopyrit enthaltenden Schliffs lässt sich der Unterschied

zwischen den durch reines Eisensulfid und Kupfereisensulfid hervorgerufenen Verfärbungen deutlich erkennen (so auf Abdruck Nr. 3). Vom gleichen Schliff wurde ein anderer Abdruck auf Dimethylglyoximpapier angefertigt. Hier trat an den Stellen des Chalkopyrits eine grünliche Verfärbung auf, neben der sich aber die durch das nickelhaltige Pentlandit hervorgerufene Nickelfärbung gut erkennen liess, auch im Falle ganz winziger Körner.

Auf Grund der vorgenommenen Untersuchungen lässt sich sagen, dass der Nachweis des Nickels mittels Dimethylglyoxim durch Eisen und Kupfer nicht gestört wird. Der Nachweis gelingt auch dann tadellos, wenn das Reagenz-papier nicht vorher mit Seignettesalzlösung behandelt wurde.

Es wurde ferner die Nachweisbarkeit des Nickels auch bei kobalt-, sowie antimonhaltigen Mineralien, so bei Smaltin-Chloantit, bzw. Ullmannit untersucht. Die untersuchten Mineralien hatten einen sehr geringen Eisengehalt. Der Nachweis des Nickels mittels Dimethylglyoxim gelang vorzüglich, ohne dass der Kobalt Störungen verursacht hätte (Abdrücke Nr. 13 und 15). In den Abdrücken der erwähnten Schliffe tritt an den kobaltreicheren, richtiger an den kobalthaltigen Stellen, auf dem Dimethylglyoximpapier eine dem Kobalt zuzuschreibende gelbliche Verfärbung auf, die jedoch den Nachweis des Nickels überhaupt nicht stört.

Wir haben den Nachweis von Nickel bei folgenden Mineralien ausgeführt :

Nickelin NiAs	Ullmannit NiSbS
	Smaltin-Chloantit (Ni, Co) As ₃	
Pentlandit (Ni, Fe) ₉ S ₈	Bravoit (Ni, Fe) S ₂

Auf Grund der vorgenommenen Untersuchungen lässt sich behaupten, dass beim Nachweis von Nickel die Metalle Fe, Cu, Co, As und Sb nicht stören, wobei es sich um *die* Metalle handelt, mit deren Vorkommen bei nickelhaltigen Mineralien gerechnet werden kann, sei es, dass dieselben am Aufbau der Moleküle selbst teilnehmen, sei es dass sie als isomorphe Verunreinigungen vorhanden sind.

Im weiteren haben wir versucht Eisen und Nickel, ja womöglich auch noch Kupfer zugleich, nebeneinander nachzuweisen. Wir haben die für das Eisen, bzw. das Nickel verwendeten Reagenzien in gleichen Verhältnissen miteinander gemischt und das Gelatinepapier mit dieser Lösung behandelt. Die Behandlung mit Seignettelösung wurde unterlassen. Das Eisen trat mit einer etwas bräunlichen Rosafarbe, das Nickel gleichzeitig mit einer violett-roten Färbung, die etwas blasser als sonst war, auf, ja es konnte sogar den Stellen der Chalkopyritkörner entsprechend die das Kupfer anzeigende gelblichgrüne Verfärbung beobachtet werden. Somit lassen sich mittels gegen-seitiger Vermischung der beiden Reagenzien Eisen und Nickel im gleichen Verfahren gut nebeneinander nachweisen, ja es zeigt sich, wenn auch etwas abgeblasst, auch das Kupfer. Bei Anfertigung der Abdrücke Nr. 6 und 11

haben wir dem obigen Reagenziengemisch auch noch Benzoinoxim zugefügt. Die Stellen der nickelhaltigen Körner zeichnen sich scharf ab.

Die angeführten Abdrücke wurden mit Ausnahme von Nr. 12 bei 6—8 mA im Laufe von 25—30 sec angefertigt. Als Elektrolyt diente eine KCl-Lösung.

d) Nachweis von Kobalt

Zum Nachweis des Kobalts empfehlen die verschiedenen Autoren im allgemeinen das Ammonrhodanid. Der Nachweis wird ausser durch Eisen auch durch grössere Mengen von Nickel gestört, das gleichfalls eine blaue Verfärbung verursacht. Es stört auch das zweiwertige Kupfer.

Ein empfindlicheres Reagenz für den Kobalt bildet das α -Nitroso- β -Naphthol, das wir in 1%-iger essigsaurer Lösung anwandten (1 g des Reagenz in 50 ml Eisessig gelöst und mit Wasser auf 100 ml verdünnt). Dieses Reagenz ist empfindlicher als das Ammonrhodanid, doch sind auch hier gewisse störende Momente vorhanden. So stören z. B. das Cu^{++} und das Fe^{+++} . Wie unsere Untersuchungen gezeigt haben, stört bis zu einem gewissen Grade auch das Fe^{++} . Während aber die vorerwähnten beiden Ionen auf dem mit dem Reagenz präparierten Papier eine mit der des Kobalts identische Braunfärbung hervorrufen, sich daher nicht voneinander unterscheiden lassen, verursacht das Fe^{++} eine dunkelolivgrüne Verfärbung, die somit von der durch Kobalt hervorgerufenen Färbung gut unterschieden werden kann. Im Gegensatz zur Rhodanidreaktion stört hingegen hier das Nickel nicht. Auf jeden Fall ist der zu untersuchende Schliff zuerst der Eisen- und Kupferreaktion mittels α - α' -Dipyridyl zu unterziehen, welche zeigt, ob die erwähnten Metalle anwesend sind oder nicht. Sind sie nicht oder nur in minimaler Menge anwesend, was sich vor allem auf das Kupfer bezieht, so ergibt die Untersuchung auf Kobalt mittels des erwähnten Reagenz ein einwandfreies Ergebnis.

Beim Nachweis des Kobalts wurde das Gelatinepapier zuerst mit KCl-Lösung und hernach mit der essigsauen Lösung des Reagenz behandelt. In der letzteren wurde aber das Papier höchstens eine Minute lang gelassen, sodann beide Seiten des Papiers in fliessendem Wasser gut abgespült, die überschüssige Feuchtigkeit durch Befahrung mit einer Walze zwischen zwei Lappen Filtrierpapier abgepresst und die Elektrolyse mit 5 mA während 20—25 sec vorgenommen. Bei diesem Verfahren wurden vollkommen scharfe Bilder erhalten.

Abdruck Nr. 13 wurde von Ullmannit auf Dimethylglyoximpapier zwecks Nachweises von Nickel gefertigt. Es lässt sich an dem originellen Abdruck deutlich erkennen, dass die infolge der Nickelreaktion in violettroter Farbe erscheinenden Ullmannitkörner von gelblichen Streifen umrandet sind, die kein Nickel enthalten. Auf einem anderen Abdruck das vom gleichen Schliff auf α -Nitroso- β -Naphtholpapier angefertigt wurde, tritt die Kobaltreaktion gerade an diesen Stellen in

Form kräftiger Braunfärbung auf, wodurch angezeigt wird, dass der das Ullmannit umgebende Rand kobalthältig ist. Natürlich war dieser Rand auch unter dem Erzmikroskop zu erkennen, doch liess sich dabei nicht genau sagen, woraus er eigentlich bestand.

Wir haben das besprochene Reagenz bei folgenden Mineralien angewendet :

Safflorit	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$	Smaltin-Chloantit	$(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$
Linneit	CO_3S_4	Ullmannit	NiSbS

Es sei bemerkt, dass sich Eisen in allen angeführten Mineralien nachweisen liess, ferner enthielt das Linneit etwas Kupfer, dessen Anwesenheit sowohl die Reaktion mit Dipyridyl, wie die mit Benzoinoxim anzeigte. Die Anwesenheit des Kupfers störte wegen seiner geringen Menge den Nachweis des Kobalts überhaupt nicht, um so weniger, als es sich hier um ein ausgesprochenes Kobaltmineral handelte, in welchem der Kobalt mengenmässig dominierte.

Den bisherigen Untersuchungen nach wird also der Nachweis von Kobalt nicht durch Ni, As, Sb und kleinere Mengen von Fe gestört, wobei das letztere bei der Elektrolyse sowieso als Fe^{++} in Lösung geht; demgegenüber übt Cu^{++} besonders in grösserer Menge, eine störende Wirkung aus, indem es die gleiche Verfärbung wie Kobalt bewirkt.

Falls man das Gelatinepapier geraume Zeit in der Reagenzlösung weichen lässt, es sodann nicht gründlich auswäscht und die überschüssige Feuchtigkeit nicht sorgfältig genug entfernt (dies gilt auch für jeden anderen Nachweis), falls man ferner über 5 mA und die oben angegebene Zeitdauer hinausgeht, so wird der erhaltene Abdruck der Schärfe mangeln, er wird zerfliessen und sich verwaschen.

e) Nachweis von Silber

Zum Nachweis des Silbers lässt sich das nachfolgende Verfahren sehr vorteilhaft verwenden: sowohl das auf der Kathode aufliegende Filtrierpapier, wie auch das Gelatinepapier wird mit Kaliumbromidlösung behandelt, so, dann den Schliff auf das Reagenzpapier aufgesetzt, bei 10 mA eine Minute lang elektrolysiert, schliesslich das Papier mit einem gewöhnlichen photographischen Entwickler behandelt. Entsprechend den silberhaltigen Stellen des Schliffes zeigte sich auf dem Abdruck eine von Silber herrührende schwarze Verfärbung.

Diese Art des Silbernachweises wurde bei folgenden Mineralien ausprobiert:

Dyskrasit	Ag_3Sb	Stromeyerit	$\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Cu}_2\text{S}$
-----------------	------------------------	-------------------	---

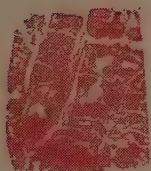
Neben dem Stromeyerit waren Chalkopyrit, Covellin, Tetraedrit und Galenit zugegen, keines verursachte irgendwelche Störung. Auf dem Abdruck liess sich — bei Beobachtung unter dem Erzmikroskop — auch die feinste Verteilung des Stromeyerits bzw. des Dyskrasits im Erzgewebe genau erkennen.

Beim Nachweis des Silbers nach der angegebenen Methode traten im Laufe der bisherigen Untersuchungen keinerlei störenden Momente auf.

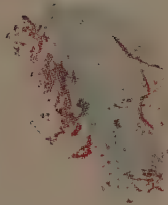
f) Nachweis von Zinn

Zum Nachweis des Zinns eignet sich die Kakothelinreaktion vorzüglich. Hierzu wurde von uns eine aus Bruzin hergestellte, kalt gesättigte, wässrige Lösung von Kakothelin verwendet. Wir liessen die Reaktion mit metallischem Zinn in üblicher Weise vor sich gehen und erhielten einen vorzüglichen Abdruck. Die Färbung des Abdrucks war violett. Als zinnhaltiges Mineral stand allein Stannin zur Verfügung. Während aber der gemeinsame Nachweis von Eisen und Kupfer mittels der Dipyridylreaktion und der separate Nachweis von Kupfer mittels der Benzoinoximreaktion vollkommen war, ergab das Zinn mit dem Kakothelin bei der Untersuchung des Stannins bloss eine ganz schwache, blasse Verfärbung. Nichtsdestoweniger kann die in Rede stehende Reaktion gute Dienste beim Nachweis von Beschädigungen an Zinnüberzügen, beim Lokalisieren solcher Beschädigungen leisten.

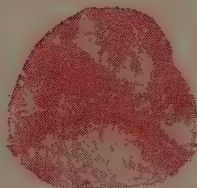
Im weiteren beabsichtigen wir die Untersuchung der Nachweismöglichkeiten für Pb, Zn, As, Sb und Hg in sulfidischen Erzmineralien, ferner den Nachweis der betreffenden Elemente in oxydischen Erzmineralien zu erörtern. Weiter soll die mit der gleichen Methode ausführbare elektrolytische Strukturätzung zum Gegenstand künftiger Untersuchungen gemacht werden, wofür der Verfasser auch im Laufe seiner bisherigen Arbeiten manche guten Beispiele gesehen hat.



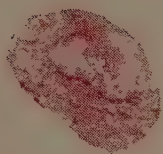
1



2



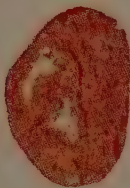
3



4



5



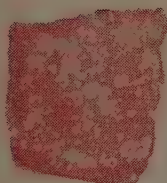
6



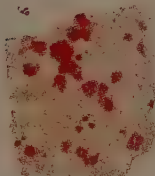
7



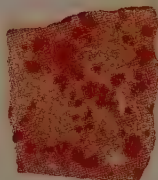
8



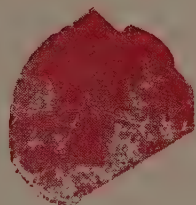
9



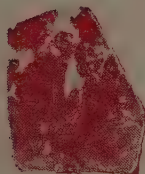
10



11



12



13



14



15



16

Metall	Reagenz	Farbe d. Abdrucks	Untersuchte Mineralien	Bemerkungen
Fe	0,5%-ige wässrige Lösung v. α - α' -Dipyridyl	rot	Pyrit, Markasit, Pyrrhotin, Pentlandit, Bravoi- t, Arsenopyrit, Löllingit, Safflorit, Chalkopyrit, Stannin, Bornit, Linneit, Ullmannit, Sphalerit, Smaltin-Chloantit	Keine störenden Momente. Elektrolyse: Ammonsulfat; 8—10 mA; höchste Zeitd. 60 sec.
Cu	desgl.	bläulich- bläulichgrün	Chalkosin, Enargit, Tetraedrit, Metallisches Kupfer	desgl.
Fe+Cu	desgl.	rot mit vio- lertem Stich	Bornit, Stannin, Chalkopyrit, Linneit	desgl.
Cu	5%-ige alkoholische Lö- sung von Benzoinoxim	grün	Bornit, Chalkosin, Enargit, Tetraedrit, Stannin, Linneit	desgl. fertiger Abdruck wird NH_3 - Dämpfen ausgesetzt
Ni	1%-ige alkoholische Lö- sung von Dimethylgly- oxim	violettrot	Nickelin, Ullmannit, Smaltin-Chloantit, Pentlandit, Bravoi	Keine störenden Momente. Elektrolyse: Kaliumchlo- rid; 6—8 mA; Zeitdauer: 25—30 sec. Fertiger Abdruck wird NH_3 -Dämpfen ausge- setzt
Co	1%-ige Lösung von α -Ni- troso- β -Naphthol in 50%- iger Essigsäure	braun	Safflorit, Smaltin-Chloantit, Ullmannit, Linneit	Störende Elemente: Cu falls viel Eisen und wenig Kobalt vorhanden, stört Fe- Elektrolyse: KCl; 5 mA; Zeitdauer: 20—25 sec.
Ag	10%-ige Lösung von Kaliumbromid	schwarz	Stromeyerit, Dyskrasit	Keine störenden Momente. Elektrolyse: Kaliumbromid — 10 mA; Zeitdauer: 60 sec. Reagenzpapier wird am Ende des Verfahrens mit Entwickler behandelt
Sn	Kalt gesättigte wässrige Lösung von Kakoth- elin	violett	metallisches Zinn, Stannin	Elektrolyse: Kaliumchlorid; 10 mA; 60 sec.

ZUSAMMENFASSUNG

Zweck der vorliegenden Untersuchungen war in erster Linie, die bei elektrographischen Untersuchungen bisher schon benützten Reagenzien durch neue zu vermehren, bzw. einzelne der bisher gebrauchten Reagenzien durch solche zu ersetzen, die infolge ihrer selektiven Wirkung den sicheren, störungsfreien Nachweis der einzelnen Metalle möglich machen, ferner die Verwendbarkeit dieser Reagenzien für sulfidische Erze systematisch zu untersuchen. So erwies sich das α - α' -Dipyridyl als ausserordentlich geeignet zum Nachweis des Eisens auf elektrographischem Wege, sowie zur Lokalisierung von Eisensulfiden in den verschiedenen Erzgeweben. Seine Anwendung ist umso vorteilhafter, weil mit seiner Hilfe nicht nur das Eisen, sondern zugleich auch das Kupfer mit völliger Sicherheit und störungsfrei nachgewiesen werden kann. Auf Gelatinepapier, das mit dem angegebenen Reagenz präpariert ist, ergeben kupferfreie Eisensulfide rote, eisenfreie Kupfersulfide blaue bis bläulichgrüne und Kupfereisensulfide rote Abdrücke mit violettem Stich. Daher können auch alle drei Arten von Sulfiden im gleichen Erzgewebe auch nebeneinander genau lokalisiert werden. Infolgedessen wird ein besonderes, spezifisches Reagenz für Kupfer nicht benötigt. Falls jedoch der Nachweis von Kupfer für sich allein in Frage kommt, so kann das Benzoinoxim gute Dienste leisten. Das allgemein bekannte Reagenz des Nickels, das Dimethylglyoxim ergab gute und scharfe Abdrücke von Schliffen von nickelhaltigen Mineralien, wobei der Nachweis weder vom Eisen, noch vom Kobalt, noch auch vom Kupfer gestört wurde. Auf Gelatinepapier, das mit einem Gemisch der angegebenen Reagenzien präpariert worden war, liess sich Eisen und Nickel zugleich nachweisen. In diesem letzteren Falle zeichnen sich auf dem Abdruck auch noch die kupferhaltigen Mineralien blass ab. Zum Nachweis von Kobalt erwies sich mit α -Nitroso- β -Naphtol behandeltes Gelatinepapier als geeignet. Bei dieser Reaktion erscheint als wesentlich, dass das Nickel keine Störung verursacht. Infolgedessen lässt sich die Reaktion zur genauen Identifizierung aller Einzelheiten von Nickel-Kobaltmineralien enthaltenden Schliffen gut gebrauchen. Silberhaltige Sulfide ergaben ausserordentlich scharfe Abdrücke von schwarzer Farbe auf mit Kaliumbromid behandeltem Gelatinepapier, wenn das Papier zum Schluss des Verfahrens mit einem Entwickler behandelt wurde. Auch hier waren störende Momente nicht vorhanden. Zinn erzeugt auf mit Kakothelin imprägniertem Papier eine violette Verfärbung.

Das Verfahren ist ausserordentlich rasch: der Nachweis je eines Metalls erfordert höchstens eine Minute. Das zu untersuchende Stück, d. h. der Schliff erleidet keine wesentliche Beschädigung und kommt in zahlreichen Fällen eine für die erzmikroskopische Untersuchung wertvolle, gute Strukturätzung zustande. Die fertigen Abdrücke lassen sich unter dem Erzmikroskop zwischen gekreuzten Nikols untersuchen, wobei sich auch die kleinsten Details des Abdrucks der Aufmerksamkeit nicht entziehen.

Danksagung:

Verfasser wünscht auch an dieser Stelle Prof. Dr. R. Jirkovsky (Ostrava, Tschechoslowakei) seinen Dank dafür auszusprechen, dass er ihm mehrere das Thema betreffende Sonderabdrucke eingesandt und seine Aufmerksamkeit auf einige wichtige Quellenwerke gelenkt hatte.

SCHRIFTTUM

1. *Schneiderhöhn—Ramdohr*: Lehrbuch der Erzmikroskopie Bd. I. II. 1934, 1931.
2. *Ramdohr*: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 1950.
3. *Lange*: Kolorimetrische Analyse. 1942.
4. *Feigl*: Qualitative Analyse mit Hilfe von Tüpfelreaktionen. 1935.
5. *Rudzik*: Selektive Analyse von Metallen in Salzgemisch. 1941.
6. *Böttger, Heyrovsky, Jander, Pfundt, Sander*: Leitfähigkeit, Elektroanalyse und Polarographie. 1936.
7. *Berglund—Meyer*: Handbuch der metallographischen Schleif-, Polier- und Ätzverfahren. 1940.
8. *Yagoda*: The localisation of copper and silver sulfide minerals in polished sections by the potassium cyanide etch pattern. The Amer. Min. Vol. 30. No. 1, 2. 1945.
9. *Jirkovský*: Elektrographische Methoden. Mikrochemie. Bd. XVI. 1934.
10. *Jirkovský*: Glazunov, tvůrce nových chemických metod elektrografické a planochronometrické. Hutnické listy, ročník III. 1948.
11. *Jirkovský*: Gediegenheitsprüfung in der Dokimastik mittels Tüpfelreaktionen. Mikrochimica Acta, Bd. I. 1937.

12. *Jirkovský*: Nová metoda ke kvalitativnímu stanovení malých množství niklu a kobaltu v ocelích, bez porušení vzorku. Chem. listy 25. 1931. Chem. Zbl. 1931.
 13. *Glazunov*: Über das elektrographische Verfahren zur Analyse von Legierungen. Chem. Zbl. 1932.
 14. *Glazunov*: Eine neue Methode der Schellanalyse von Legierungen ohne Zerstörung der Probe. Chem. Zbl. 1931.

ERKLÄRUNG DER TAFEL

1. Abdruck von Pyrit. Nachweis von Eisen mittels Dipyridyl
2. Abdruck von pyrrhotinreichem Enargit. Reagenz: Dipyridyl. Rot: Pyrit, bläulichgrün: Enargit
3. Abdruck von Pyrrhotin-Chalkopyrit. Reagenz: Dipyridyl. Rot: Pyrrhotin, rot mit violettem Einschlag: Chalkopyrit
4. Abdruck von Pyrrhotin, Pentlandit, Bravosit, (Chalkopyrit). Reagenz: Dipyridyl.
5. Abdruck: gleich wie Nr. 4. — Reagenz: Dimethylglyoxim. — Violett: nickelhaltige Erzkörner, Pentlandit, Bravosit. Gelatinepapier wurde vorher mit Seignettesalzlösung behandelt.
6. Abdruck gleich wie Nr. 4. — Reagenz: Dipyridyl + Dimethylglyoxim + Benzoinoxim. Rosabraun: Eisen; violettstichig: Nickel; blassgrün: Abdrücke kupferhaltiger Mineralienkörner
7. Abdruck von Pyrrhotin, Pentlandit. Reagenz: Dipyridyl. Hochrot: Pyrrhotin, schwach gefärbt: Pentlandit
8. Wie Abdruck Nr. 7. — Reagenz: Dimethylglyoxim. Violett: Pentlandit
9. Abdruck von Pyrrhotin, Pentlandit. — Reagenz: Dipyridyl
10. Wie Abdruck Nr. 9. — Reagenz jedoch: Dimethylglyoxim. — Papier vorher mit Seignettesalzlösung behandelt.
11. Wie Abdruck Nr. 7—10. — Reagenz: wie bei Abdruck Nr. 6. — Braunrosa: Eisen, Violettstichig: Nickel
12. Abdruck von Nickelin. Reagenz: Dimethylglyoxim — Reine Nickelreaktion
13. Abdruck von Ullmannit. — Reagenz: Dimethylglyoxim. — Nachweis von Nickel
14. Wie Abdruck Nr. 13. — Reagenz: α -Nitroso- β -Naphthol. Nachweis von Kobalt
15. Abdruck von Smaltin-Chloantit. Reagenz: Dimethylglyoxim. — Nachweis von Nickel
16. Wie Abdruck Nr. 15. — Reagenz: α -Nitroso- β -Naphthol. Nachweis von Kobalt

КАЧЕСТВЕННЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СУЛЬФИДНЫХ ШЛИФОВ РУД
(ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ Fe, Cu, Ni, Co, Ag, Sn)

Д-р. Грасселли

Резюме

Электрографические исследования с точки зрения микроструктуры руд могут быть использованы исключительно преимущественным образом и могут оказать помощь в деле определения отдельных составных элементов структуры руд, когда при помощи простого оптического микроскопа нельзя добиться достоверного результата. Сущность исследования заключается в том, что исследуемый шлиф подкладывается в качестве анода, а напротив его вставляем алюминиевую пластинку в качестве катода и между ними располагаем желатинированную бумагу, пропаренную соответствующим реагентом, таким образом, чтобы сторона с желатиной была направлена к поверхности шлифа. При начале электролиза из структуры руды ионы металлов переходят в раствор со стороны анода, а специфические реакции, возникающие на обработанной реагентом желатиновой бумаге, сигнализируют присутствие или (в случае невозникновения ожидаемых реакций) отсутствие искомого металла. Следовательно получаем точный ответ на вопрос, что структура данной руды, или же одна ее какая-либо часть содержит ли искомый нами металл, или не содержит. Таким образом о составе какой-либо руды мы можем получить быструю и

точную справку без того, чтобы шлиф подвергся бы значительному разрушению. Другим преимуществом этого способа, что полученный с шлифа отпечаток точно соответствует масштабу шлифа, может быть сравнен с поверхностью руды в любое время, при помощи отпечатка отдельные элементы структуры руды могут быть точно локализованы. Отпечаток после его просушивания можно исследовать между перекрещенным николями при помощи рудного микроскопа (поверхность желатины блестящая), таким образом даже мельчайшие детали не могут ускользнуть от нашего внимания, даже наоборот, во многих случаях удастся обнаружить даже и такие детали, которые при исследовании самого шлифа ускользнули от нашего внимания.

Занимаясь до настоящего времени определением присутствия железа, меди, никеля, кобальта, серебра, олова автор ставил себе целью найти для определения присутствия отдельных металлов такой специфичный реагент, который по селективности своего действия пригоден для определения присутствия отдельных катионов электрографическим путем без того, чтобы протеканию реакции оказывали бы помеху те металлы, на которые приходилось бы рассчитывать, принимая во внимание минеральную ассоциацию и генезис данной структуры руды.

Для определения присутствия катионов автор ввел α - α' -дипиридил, который до сего времени использовался при электрографических исследованиях. Результаты были исключительно удовлетворительными, т.к. с одной стороны совершенно не имелось мешающих явлений, а с другой, одновременно наряду с железом можно было определить также и присутствие меди. Таким образом упомянутый реагент делает возможным одновременную совместную локализацию в одной какой-либо структуре руды чистых, свободных от меди сульфидов железа, далее чистых, свободных от железа сульфидов меди, и, наконец, сульфидов железа и меди. При реакции сульфида железа, получается окрашивание красного цвета (реакция железа), при реакции сульфидов меди — сине-зеленого цвета (реакция меди), а при реакции сульфидов железа-меди красного, переходящего в лиловый цвет (реакция меди + железа).

При реакции меди с бензоинноксидом получается окрашивание в зеленый цвет. Однако нет необходимости в специальном отдельном реагенте для меди, а именно из-за упомянутой выше реакции, при помощи которой медь — поскольку она вообще присутствует — уже проявляется одновременно при обнаружении железа. Однако можно применить также и реакцию с бензоинноксидом, но в основном лишь тогда, если речь идет об определении присутствия меди.

При реакции никеля с диметилглиоксидом окрашивание имеет лилово-красный цвет. Присутствие железа, меди и кобальта не оказывает мешающего действия. Если структура руды содержит халькопирит, пирротин, пентландит, то на его отпечатке резко выделялись даже мельчайшие зерна пентландита из окрашенной железом среды.

Для определения кобальта хорошо показал себя α — нитросоль — β — нафтол, при помощи которого минералы, содержащие кобальт, окрашивают отпечаток в коричневый цвет. Присутствие Cu^{++} оказывает мешающее влияние, но в противоположность с первым никакого мешающего действия не обнаруживая Ni , даже Fe^{++} — в малых количествах не оказывает мешающего влияния. Fe^{++} — оказывал бы мешающее влияние на реакцию, однако при электрографических исследованиях из содержащих железо сульфидов железо переходит в раствор в форме Fe^{++} .

Для определения присутствия серебра автором использовывалась желатиновая бумага, обработанная раствором бромида калия, которая после проведения процесса снятия отпечатка обрабатывалась в проявителе. Не имеется никаких мешающих влияний, отпечаток резкий, видны мельчайшие детали. Места, где структура руды содержит серебро, на отпечатке видны почернения от серебра.

Для определения присутствия олова автором использовался какотелин, который при реакции с оловом дает лиловую окраску.

Упомянутый метод сверх того, что с одной стороны дает быструю справку (время, необходимое для проведения одного анализа составляет максимум 1 минуту) о качественном содержании исследованного ископаемой руды, а с другой — отпечаток в совершенной форме передает распределение зерен руды, дает еще и дальнейшие возможности, которые опять-таки можно использовать при структурных анализах. А именно при помощи этого метода может быть осуществлено также и электролитическое травление, и таким образом все наши исследования в этом направлении могут быть объединены и качественные химические анализы можно произвести одновременно.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ВЕНГРИИ

Доклад прочитанный 13-го XII. 1951 на сессии Академии Наук

Венгрии

Д-р. Кертан

Министерство Горной и Энергетической Промышленности.

Введение:

В моей статье я делаю сводку тех общих теоретических определений, которые являются выводом многочисленных научных определений венгерских геологов-нефтяников.

Появилась потребность вновь зафиксировать и подтвердить новыми аргументами несколько таких наших определений, которые уже известны геологам-нефтяникам и часть которых уже издана в новых учебниках, но которые в геологической нашей литературе еще не достаточно освещены.

Я не берусь решать вопроса относительно образования структур, так как исследования проведенные до сих пор показывают, что ценные наши месторождения (залежи) нефти образовались не одинаково. То же самое можно сказать и относительно образования отдельных типов ловушек нефти. Я здесь желаю еще раз высказать мое мнение относительно образования нефти на территории Задунайской Области и подтверждаю его теми аргументами, которые были получены в результате обсуждения этого вопроса с геологами тов. *Куцзем* и тов. *Маковейем*. Как новым научным определением занимаюсь здесь вопросом о возможности образования накоплений больших масс фоссильного углекислого газа в Венгрии из органических веществ.

1. Тектонические проблемы нефти- и газосодержащих структур

Из наших нефтяных месторождений, наиболее ценных с экономической точки зрения, два имеют симметричную немного дисгармоничную складчатую структуру. Очень важен вопрос, который необходимо выяснить, это: каким образом произошло образование наиболее ценных из до сих пор найденных структур.

1. Возможность вертикального и горизонтального орогенного и эпирогенного движения.

По предложениям одной группы геологов образования складчатых, или правильнее согнутых формаций в юго-западной части Задунайской Области связано со складкообразованием орогенного характера антиклиналя Иванчица в Хорватии. Эти тектонические движения являются одним из последних фаз процесса штейер-орогена.

Если даже принять это предложение, то всё-таки необходимо сказать, что при образовании согнутых формаций на территории наших структур обязательно происходил и синэпирогенный-посторогенный процесс. На это указывают те пологие наклоны, которые ясно видны и на поверхности и которые подтверждают, что процесс образования складчатости пластов в самом конце эпохи плиоцена, в нижнем ярусе верхнего панона и в левантйском нижнем ярусе происходил. Если же предполагать, что здесь имел место такой тектонический процесс, то несомненно, что в периоде наступившем после периодически повторяющихся движений вызывающих горообразование уже участвовал и процесс эпейрогензиса, происходивший в результате изостатического выравнивания между панонским бассейном и окружающими этот бассейн малыми бассейнами (алпийскими и динарскими бассейнами).

В этом случае основной массив горы Иванчица, и Вараждских гор выступил путем революционного процесса алпийских штейерных движений а после этого постепенное оседание панонского бассейна образовало новые тектонические формы во внутренней части бассейна. Если даже не принимать во внимание общих палеографических правил образования нефти при соблюдении которых разведка на нефть должна проводиться в направлении автохтонного побережья морей, и то необходимо сделать выводы из вышеуказанного тектонического предположения. Из различных видов тектонических движений самые сильные движения происходили естественно по краям бассейна, вследствие чего первоочередной нашей задачей является проведение разведки как в массивах гор выступивших в результате штейерских и аттических движений так и на контурной части бассейна.

На основании этого предположения, т. е. предполагая, что в образовании структур играли решительную роль орогенное и синэпирогенное движение действовавшие в вертикальном направлении, можно сделать известные выводы, так как образование структур происходило не только вследствие процесса орогена, но в их образовании, как это мы уже упомянули выше, играло роль и эпирогенное оседание бассейна. В таком внутреннем бассейне, в случае таких сложных тектонических влияний уравнивание сил повлечет за собой появления влияния так называемого ротационально-штреса. Ротационально-штресовое влияние, возникает в результате сил действующих в разных направлениях, вследствие чего во внутренней части бассейна возникают другие движения, которые там могут создать тектонические процессы, объем и направление которых независимы

от движений происходивших в контурной части бассейна. Правильность этого предположения очень трудно доказать и оно не дает существенных оснований для проведения разведки.

Как аргумент подтверждающий, что действительно существовало вышеупомянутое влияние сил действовавших в вертикальном и в горизонтальном направлении можно еще упомянуть тот общеизвестный факт, что в панонском бассейне и в нынешнее время происходят сдвиги в вертикальном направлении, которые точно можно определить геофизическими и геодезическими методами. Геологи тов. *Канташ и Шеффер* предполагают, что палеозой и мезозой в зависимости от их первоначального статического состояния двигаются в направлении противоположном их первоначальному состоянию и то, что мезозой выступает, палеозой же оседает. На это указывает предположение, созданное на основании результатов проведенных магнитных измерений (зафиксированное на картах) о наличии на отдельных местах более мощной свиты осадочных пород залегающих над палеозойскими глыбами, как например на территории Малой Венгерской Низменности. Это предположение подтверждается наличием над мезозойскими глыбами свиты горизонтов третичных пластов, как например на территории нефтяного месторождения Хахот. Однако правильности этого предположения противоречит нахождение согнутых структур над палеозойскими глыбами Большой Венгерской Низменности. Такие структуры были найдены например в Бихарнадьбайоме и в Керешсегепати. Образование здесь таких структур может доказывать выступление палеозойских глыб, но может быть, что согнутые формы третичных пластов создались вследствие других причин, как например вследствие седиментационного образования структур, о котором будет говориться позже.

Поскольку основные тектонические формы венгерского бассейна образовались вследствие движения в противоположном направлении глыб гор образующих фундамент третичного моря, то задачей разведки является определить те места, где фундамент третичного моря изменяется, т. е. следует проводить разведку в районе смежных зон мезозоя и палеозоя, так как на этих местах свиты горизонтов третичных пластов должны иметь наиболее характерную тектоническую форму.

2. Возможность седиментационного образования структур

В последнее время некоторые наши разведчики (в первую очередь *Вадас*), предполагают, что складчатые и согнутые формы структур не образовались вследствие движений происшедших в горизонтальном и в вертикальном направлении, а что образование согнутых форм связано с компакцией

свиты осадочных пород. По их объяснению наклонные, согнутые свиты горизонтов образовались таким образом, что над более глубоко залегающими частями фундамента осаждались мощные, мягкие свиты горизонтов осадочных пород. Эти мощные мягкие свиты горизонтов осадочных пород подверглись большей компакциии, чем более тонкие мягкие свиты горизонтов осадочных пород, залегающих над более выступающими частями фундамента. Компакция нижних пластов мощных и мягких свит горизонтов осадочных пород старшего возраста создала над более глубоко залегающими зонами фундамента синклинали, над выступившими же частями фундамента — антиклинами. В этом случае в свите горизонтов создались благоприятны, условия для того, чтобы там началось вторичное перемещение запаса углеводорода содержащегося в свите горизонтов, залегающих над глубже расположенными глыбами фундамента и чтобы над глыбами фундамента, т. е. на склонах фундамента образовались ловушки газа и нефти.

Такому седиментационному образованию структур мог еще способствовать и тот факт, что формации третичных морей, а особенно состав частиц формаций среднего и верхнего яруса возраста нижнего палеогена, вследствие часто повторенной осцилляции моря сильно разнообразны. Компакция осадочных пород состоящих из частиц разного объема тоже разная, вследствие чего компакция пластов, залегающих над мощными, мягкими свитами горизонтов пелита большая, чем на тех местах, где на месте залегания большей частью имеются в наличии псаммитовые пласты. Поэтому компакция пластов в горизонтальном направлении может изменяться и в зависимости от петрографического характера осадочных пород, в результате чего образуются наклонные пласты.

В таких случаях следует проводить разведку на такие формы фундаментов, которые когда-то залегаали менее глубоко, а в нынешнее время залегают более глубоко, независимо от того являются ли они просто морфологическими формациями (возможно риффами или биохермами) или же формами выступившими вследствие тектонического процесса.

Если же структура образовалась вследствие осаждения пластов, то задачи разведки (при помощи пригодных для этого сейсмических станций) более просты, чем в том случае, если предполагаем происхождение движений в вертикальном, или же горизонтальном направлении.

Все вышесказанное не касается вопроса, какие формации были созданы образовавшимися, вышеуказанным способом в третичных пластах согнутыми формами — *складчатые* или *сбросовые*. По всей вероятности в случае достоверности первого предположения имелись более благоприятные условия для образования сбросовых структур. Структура нефтяных месторождений залегающих в районе гор Бюкк является сбросовой структурой и это обстоятельство подтверждает правильность первого предположения. Образование же структур в Хахоте, а также в Бихарнадбайоме и в

Керешсегapati вероятно произошло седиментационным путем. Седиментационному образованию структур нефтяных месторождений в Будафаста и Ловаси противоречит тот факт, что структура состоит на глубине между 1000 и 1800 м из пластов имеющих относительно крутое падение (угол падения 5—15°) а фундамент, глубина которого была определена путем до сих пор проведенных разведок ниже глубины 2500, а на другом же месте глубже 3200 м. действовал как «жолодка» необходимо наличие очень узкого и крутого выступления фундамента.

Пологое же падение пластов замечаемое на поверхности, подтверждает наличие здесь структур образовавшихся седиментационным путем, так как величина ската пластов на поверхности более соответствует величине предполагаемой в глыбообразной структуре фундамента, чем величине оседания и выступления бассейна на данном месте. Размеры при седиментационном образовании структуры должны составлять 1—2—3 км, происходивший же эпигенный процесс требовал бы наличие размеров равняющихся 10—20—50 км-ам.

Здесь следует еще упомянуть и то, что — по определению геологов *Саланци* и *Вечи* —, разнообразие образования отложений, а также постепенное опреснение воды в свите горизонтов нижнего панона указывают в отдельных местах, как например на территории Кишчехи на то, что в процессе оседания пластов под водой, в свите горизонтов происходили небольшие обвалы. Благодаря этому образовались здесь изогнутые сбросы. Вследствие этого может образоваться ловушка нефти; так как такие тектонические линии местного характера с кровельной стороны могут закрыть наклонные пористые пласты. Поэтому и возникают такие случаи, что в относительно плоско залегающей свите горизонтов в пластах с углом падения 2—3°, залегающих совсем близко друг к другу и разделенных друг от друга пачками мергеля мощностью в 2—3 м находятся: — в одном нефть, в другом вода и в третьем газ, а под ними опять вода и опять нефть. Примером такого случая может служить месторождение нефти в Кишчехи, что и является причиной особого тектонического характера этого нефтяного месторождения. Образование ловушки нефти на таком участке в процессе вторичного перемещения можно считать за особое явление *петрографического, микро-тектонического образования скомбинированной ловушки*.

Как в случае образования структур вследствие движения происходящего в вертикальном и горизонтальном направлении, так и в случае седиментационного, т. е. компакционного образования структур—структуры могут образовываться не только во внутренней части бассейна, а также *на склонах масс фундамента, выступающих на поверхность*. В таких случаях могли образоваться на многих местах венгерского бассейна так называемые *зоновые, или стратиграфические ловушки*.

Ловушки могут быть как складчатые, так и ограниченные сбросами. Имея в виду условия существующие в неогеновых и палеогеновых пластах венгерского бассейна нельзя предполагать образования здесь структур с листоватой текстурой. Как в свите горизонтов возраста сармата и верхнего медитеррана, так и в пластах возраста эоцена и в погребенных известняковых или доломитовых глыбах старше эоцена можно рассчитывать на наличие пластов, содержащих углеводород и образовавшихся вследствие образования ловушек „риффа“ и вследствие происшедших петрографических изменений.

Обе типа ловушек нефти, названных *Бродом* «пластовой ловушкой» и «скопляющей ловушкой» имеются на территории Венгрии. Месторождения нефти в Будафа и в Ловаси без всякого сомнения являются пластовой ловушкой, месторождение же нефти в Пустасентласло, где нефть находится в трещинах тортонского и мезозойского известняка является характерным примером образования скопляющей ловушки. Петрографической ловушкой можно считать запас нефти и газа, огражденный выступлением линз песка. Все это указывает на то, что при проведении дальнейших разведок мы должны рассчитывать на возможность наличия всех типов ловушек.

3. Принимая во внимание вышеизложенные тектонические предложения с точки зрения разведки следует решить следующие задачи:

а) Следует проводить разведку на нефтеносные структуры с изгибающимися в виде моноклинала структурами. Принимая во внимание палеографические и вышеизложенные эпигенные и орогенные процессы, разведка должна производиться на контурной части панонского бассейна. Эта часть бассейна была самой благоприятной для образования нефти и на эти участки повлияли сильнее всего происшедшие тектонические процессы.

б) Следует разведывать те места на контурной территории и во внутренней части панонского бассейна, где происходило предположенное вертикальное движение палеозойского и мезозойского фундамента в противоположном направлении.

в) Следует проводить разведку на согнутые структуры, образовавшиеся по бокам и над глыбам фундамента вследствие компакций осадочных пород.

г) Следует проводить разведку на так называемые зонавые, или стратиграфические ловушки, образовавшиеся, по всей вероятности в глубине, по склонам мезозойского фундамента выступившего на поверхность.

д) На тех участках, где можно определить наличие углеводорода, следует раскрыть все известняковые и кристаллические глыбы, покрытые молодыми отложениями путем глубокого бурения.

е) Имея в виду известность местообразования нефти, а также нижеизложенное существование и местонахождение материнской породы, следует принимать во внимание путь первичного и вторичного перемещения нефти в пределах вышеуказанных тектонических форм.

На основании таких предположений были получены последние результаты в процессе проведения разведочных работ.

II. Образование нефти и газа и их материнская порода

По старым понятиям об образовании нефти, нефть может образоваться только в таких, сильно соленоводных отложениях, которые в большом количестве содержат фоссилизированные остатки, в первую очередь фораминиферы. На основании же новейшей литературы, а главным образом по результатам исследований проведенных учеными *Успенским, Чернышевой и Мандрькиной* в нынешнее время нам уже известно, что характер материнской породы не определяется количеством содержащихся в нем остатков раковин. На таких местах, где в условиях жизни живых веществ происходит какое-то скачкообразное, революционное изменение, скопляются больше массы органического вещества. Такое изменение может произойти, как в пространстве, так и во времени. Такое изменение может быть изменением физического и химического состава морской воды, или же соединением большого количества пресной и соленой воды. Это относится не только к фоссилирующимся живым веществам, т. е. веществам, оставляющим раковины, но в первую очередь к материалу протоплазмы живых веществ, точнее к органическим продуктам образующимся из протоплазмы. Таким образом материалом, из которого образуется в первую очередь планктон, нектон, клетки бентоса и громадные массы органических веществ, гумусовых веществ, принесенных в море с суши пресными водами. В процессе образования нефти играют большую роль альги и вообще одноклетковые. Гумусовые и прочие органические вещества, принесенные в море пресными водами, плавают в море в коллоидном состоянии до тех пор, пока физические и химические изменения не вызывают их оседание в контурных зонах морской воды. Таким образом также пелитовые отложения, которые совсем не содержат остатков раковин или фораминифер становятся материнскими породами.

Отложения возраста нижнего панона, как это общеизвестно залегают над отложениями сармата в виде непрерывных свит горизонтов. Отложения возраста нижнего панона содержат смесь соленой и пресной воды и указывают на то, что морская вода постепенно опреснялась. Эти отложения постепенно переходят в отложения верхнего панона, которые носят харак-

тер пресной воды. Все это показывает, что во время образования отложений в нижнепанонском море часто изменялись физические и химические условия и на многих местах произошла гибель больших масс живых веществ.

Возникает вопрос о возрасте материнской породы залежей нефти являющихся до сих пор наиболее ценными. На основании определений, сделанных до сих пор, материнской породой нефти, добываемой в месторождениях Будафапуста, Ловаси, Уйфалу и Хяхот, является мергель, глинистый мергель и каменная глина возраста сармата и нижнего панона. Первичное перемещение нефти в горизонтальном направлении началось в синклиналах. Из пелитовых отложений, являющихся материнской породой нефти, могло выделяться достаточное количество органических веществ там, где свита пелитовых отложений часто чередуется с пористыми и проницаемыми псамитными отложениями. На тех местах, где над пелитами, мергелями и глинами постепенно отложились аналогично тонкозернистые пелитовые отложения, там диагенез, укрепление пластов достигло такой степени, что нефть содержащаяся в породе, вследствие давления пород отлагающихся на материнскую породу, не могла перемещаться в пористые породы. На таких местах в нефтескопляющие породы могли перемещаться только органические вещества, содержащиеся в самых верхних пластах пелита и это количество, даже и после образования тектонических форм, недостаточно для того, чтобы создать скопление нефти или газа экономического значения. С точки зрения скопления нефти, как это видно из вышеизложенного, вторичное перемещение нефти было результатным только при разнообразном состоянии отложений. Такие места являются и местом гибели большого количества органических веществ.

Нижеприведенные аргументы подтверждают, что на территории Венгрии материнской породой нефти являются пелитовые пласты возраста сармата и нижнего панона :

1. Глинистый мергель, мергель и каменная глина возраста сармата и нижнего панона на многих местах содержат коричневый битум и нефть, что легко можно выделить из этих пород при помощи органических растворяющих веществ. В мощных свитах горизонтов, например на территории Уйудвар, Шаломвар и в скважине № 2 в Михали, мощность пелитовых пластов, содержащих 1—1% объема нефти превышает 100 м. На плоскостях напластований мергеля или глин часто можно видеть нефть в виде коричневых капель. Часто происходит и то, что после отбора керна мергеля возраста нижнего панона из скважин, на поверхности отобранного керна появляются пузыри газа. Из плотного мергеля часто в течение нескольких дней выделяется газ, издавая при этом характерный шипящий звук. Бурильщики называли такой мергель «свистящим мергелем».

2. В пелитовых отложениях часто в большом количестве содержатся капли нефти микроскопического размера и на таких местах, где в пористой, песочной породе залегающей над или под пелитовыми пластами нет даже и признаков нефти. В таких случаях нефть обязательно сингенетичная с пелитовой породой. Это подтверждается тем простым физическим фактом, что в субкапиллярные поры нефть не могла попасть после образования породы, так как вследствие поверхностного давления взаимно создаваемого водой и нефтью из таких субкапиллярных пор нефть не может вытеснить воду. Если же нефть в эти пелитовые породы (в пласты глинистого мергеля, мергеля и сухарной глины) попала бы путем перемещения, то закономерности физически потребовали бы, чтобы в больших порах находилось бы больше нефти, чем в субкапиллярных порах. В этом случае песчаники, залегающие между пластами мергеля обязательно должны были бы содержать нефть. В действительности, например в структуре Михали, расположенной в средней части бассейна Малой Венгерской Низменности, в псаммитовых отложениях нет нефти, субкапиллярные же поры наполнены нефтью. Это не может отрицаться даже в том случае, если мы предполагаем, что из пористого песчаника нефть переместилась, а из мергеля и глинистого мергеля с меньшей пористостью и с субкапиллярными порами вода не вытеснила нефть. По законам физики, в случае последовательного вытеснения, должно было бы произойти как раз наоборот. Все это подтверждает, что нефть сингенетична с глинистым мергелем, мергелем и каменными глинами. Скорость отложения этих пород соответствует скорости отложения коллоидных т. е. органических веществ. Оседание и выделение коллоидных органических веществ произошло одновременно с отложением мергеля и глинистого мергеля, но на тех местах, где течение воды было быстрее и где местные условия нарушали осаждение отложением песчаников, органические вещества не осаждались. Если бы в эти комплексы отложений нефть переместилась снизу или сбоку последовательно, признаки этого должны были бы иметься и в песчаниках хорошей проницаемости, но даже и цементирующий материал этих песчаников не содержит признаков нефти. Этим и подтверждается, что порода и нефть образовались одновременно во время осаждения коллоидных веществ, т. е. что мы имеем дело с материнской породой.

3. Почти на всей территории венгерского бассейна в панонских отложениях имеются в большем или в меньшем количестве признаки углеводорода. Совсем далеко от выпуклых структур, в синклиналях или на крыльях структур одинаково находятся признаки углеводорода. В большинстве анализированных песков, содержащих воду или соленую воду можно определить пузырьки газа метана, что подтверждает, что в свите отложений образовался углеводород, или же—по противному предположению — углеводород туда переместился. Нельзя найти никакого геологического аргумента для подтверждения и объяснения того, каким образом могло попасть

путем вторичного перемещения такое огромное количество дисперсного углеводорода в синклинали, в эти тектонически глубоко залегающие части структур. Если же газ попал в пласты песков и песчаников возраста нижнего и верхнего панона путем первичного перемещения, то и это подтверждает характер материнской породы мергеля возраста панона. Если бы это явление т. е. наличие углеводорода замечалось только вблизи определенных тектонических линий, то еще можно было бы предполагать, что это дисперсная масса попала из пластов старшего возраста в младшие пласты путем перемещения в вертикальном направлении. Однако, так как такой дисперсный углеводород до сих пор был найден почти во всех разведочных скважинах, пересекающих панонские отложения, то можно считать доказанным этим фактом, что отложения нижнего панона сингенетические с углеводородом.

4. Пласты свиты горизонта песчаников возраста нижнего панона залегающие на территории нефтяных месторождений, расположенных в южной части Задунайской Области, содержат соленую воду разной концентрации. Содержание соли, т. е. хлорида натрия в соленой воде, находящейся в пластах песчаника, залегающих под пластами так называемого мергеля «ленти», свиты горизонтов песчаников возраста нижнего панона, составляет 20—25 граммов на литр. Концентрация соли в соленой воде находящейся в песчаниках, залегающих над мергелем «ленти», постепенно уменьшается с приближением к поверхности в пределах 100—150 м до 5, 3, 2 граммов на литр. Если же в свите горизонтов имелись бы такие сбросы или трещины, по которым вертикальная миграция нефти могла бы произойти, то через эту систему сбросов (т. е. о пути миграции) должна была бы выравняться концентрация соли, так как, как это общеизвестно, вследствие давления осмоса на влияние ионов соли перемещение происходит даже и через такую, наполненную водой, полупроницаемую пленку, через которую даже и газ не может переместиться а тем менее жидкость. Это показывает, что если бы мы имели здесь дело со скопляющимися породами, связанными с линиями сбросов, концентрация соли должна была бы быть одинакова во всех нефтесодержавших пластах. Так как в действительности это как раз наоборот, мы не можем предполагать существования здесь вертикальной миграции.

5. Химический состав нефти содержащейся в разных пластах нижнего панона, различен. Например нефть, добываемая в месторождении Ловаси из горизонта Ловаси содержит больше чем в два раза объема мазута, содержащегося в нефти, добываемой из горизонта верхней Ратки того же месторождения. Характер нефти, добываемой в месторождении Будафапуста, различен с характером нефти, добываемой в месторождении Ловаси, и характер, этих обеих нефтей отличается от характера нефти, добываемой в месторождении Хахот. Месторождения нефти Хахот и Будафапуста расположены на одном и том же синклинале, один на южном, другой на северном

краю. Скопление же нефти этих двух месторождений общее. Если же нефть добываемая в этих двух месторождениях, после длительного перемещения поступила бы из глубже залегающей материнской породы в нефтескопляющие породы возраста плиоцена и миоцена, состав нефти должен был бы быть более аналогичным. Очевидно, что *разный состав нефти происходит вследствие разных местных условий*. Как обратный аргумент, можно было бы привести то, что состав нефти изменился вследствие позже возникших геологических условий. Так например можно было бы предполагать, что большее содержание битума и нефти, добываемого из месторождения Хахот, возникло вследствие соприкосновения нефти с водой и связи нефти с микро-организмами, но это отрицается существованием вышеупомянутой нефтеносной каменной глины. Через эту породу не могла проходить карстовая вода, так как в этом случае порода содержала бы карбонат. Эта порода залегает над известняком и карстовая вода, перемещающаяся в направлении к поверхности, попав на место, где имеется меньшее давление, отложила бы CaCO_3 . Практически же эта порода не содержит карбоната. Физические же условия, давление и температура, существующие на структурах Будафапуста и Ловаси, не показывают существенного расхождения и таким образом становится очевидным, что местные условия при образовании нефти должны были быть различными. Показатель (коэффициент) преломления нефти, извлеченной из мергеля, залегающего в Шаломваре, при температуре в 20°C при свете натрия равняется 1,4914, что соответствует одной вакуумной фракции нефти, добываемой в месторождении Хахот с удельным весом в 0,885.

В связи с предположением, высказанным несколькими геологами, по которому нефть из глубже залегающих пластов попала в свое теперешнее месторождение путем передистилляции, т. е. путем не свободного, а молекулярного перемещения, следует указать тот физический факт, что нефть добываемая как в Хахоте, так и в Будафапуста и Ловаси в большом количестве содержит составные части, точка кипения которых превышает $300-400^\circ$, т. е. при давлении, существующем в породах она не позволяет передистилляцию. В закрытом пространстве при таком давлении, которое образуется от давления такой массы пород, которая может создать необходимую температуру вземной коре (на глубине $3000-4000 \text{ м}$) эти фракции в паробразном состоянии не могли переместиться даже и в продолжении того времени, которым они располагали.

7. Над нефтесодержащими пластами залегают пласты песчаников глинистого мергеля и мергеля возраста сармата и тортона мощностью больше 1000 м . Пласты, возраст которых старше миоцена, на этой территории до сих пор не были найдены. Возможно, что на более глубоких частях фундамента, под синклиналиями имеются и пласты палеоцена, но если бы нефть переместилась из этих пластов, то она должна была бы перемещаться

в вертикальном направлении через мощную свиту горизонтов возраста миоцена, а вышеуказанные факты противоречат возможности длительного вертикального перемещения нефти.

8. Действительно, предположение об образовании нефти, т. е. распространение возможности образования нефти до свиты горизонтов пантийского панона в зоне, расположенной внутри гор Карпат, является новостью. В 1930-их годах геологи *Крейци-Граф* и *Маковей* остро боролись с предположением, что нефть, добываемая из дацийского яруса в Румынии автохтонная. Они привели следующие аргументы:

а) В отложениях дацийского яруса имеются в наличии остатки органических веществ с известковой корой.

б) Дацийские глины и мергели совсем не содержат углеводорода.

Для Венгрии эти аргументы не могут быть приведены. Интересным фактом является следующее: пока все остатки моллюсков в отложениях верхнего панона и даже в верхних пластах горизонта нижнего панона имеют известняковую кору, фауна мергелей и глинистых мергелей возраста нижнего панона вблизи горизонтов нефтесодержащих пластов оставила следы без извести. На горизонте нефтесодержащих пластов возраста нижнего панона окаменелости с известковой корой встречаются чрезвычайно редко. О признаках нефти, имеющихся в отложениях нижнего панона уже говорилось выше. Здесь следует упомянуть еще и то, что на территории нефтяных месторождений Будафапуста и Ловаси в отложениях возраста сармата встречаются остатки с известковой корой чаще.

Здесь упомянем еще и то, что содержание нефти в мергеле, найденном в разведочной скважине, углубленной на территории Уйудвар, показывает, что 1 км мергеля на территории Уйудвар содержит больше нефти в дисперсном состоянии, чем весь запас нефти месторождения Будафапуста.

У нас еще нет определенных данных о том, что возраст образования нефти найденной в верхней части мезозойского известняка в литотамническом известняке, а также над палесзийскими глыбами в конгломерате — старше кайнозойскому. На основании же полученных до сих пор данных не следует предполагать, что эта нефть образовалась раньше, чем нефть, находящаяся в песчаниках есзраста панона. В случае структуры месторождения Хахот совсем ясно, что там сеиты горизонтов третичных пластов залегают дискордантно над погребенными известняковыми горами. В процессе диагенезиса этих третичных пластов жидкости из пластов выделились путем первичной миграции. В наклонных пластах началось перемещение в горизонтальном направлении, началась вторичная миграция. В процессе этой вторичной миграции жидкости, выделяющиеся из этих пластов, соприкоснулись с карстовой водой, находящейся в трещинах мезозоя. Таким образом масса жидкости могла переместиться в тектонически выше залегающие, но стратиграфически более старые пласты, а когда она дошла до

высшего слоя мезозоя, в литотамно-известняковый покров, там образовалась ловушка нефти, которая была закрыта непроницаемыми пластами мергеля. Гравитационное отделение дает довольно полное объяснение тому, как могли образоваться ловушки нефти на территориях месторождений Хахот-Пустасентласло, Хахот-Шейтер.

Пласты галек, залегающие над палеозойскими метаморфическими сланцами на территории Большой Венгерской Низменности, содержат воду с большим давлением. Над гальковой породой по крыльям выступления тоже находятся дискордантно залегающие свиты горизонтов возраста неогена. Это указывает на то, что и здесь имелись условия для перемещения и скопления нефти. Однако следует упомянуть о том, что данные, полученные до сих пор о территории Большой Венгерской Низменности, недостаточны для того, чтобы на основании их сделать окончательный вывод. Возможно, что на этих участках нефть образовалась до третичной эпохи.

9. Вышеуказанные определения подтверждаются выводом, сделанным геологом *Томором* на основании результатов, полученных от исследований остатков органических веществ, содержащихся в нефти, добываемой на территории Венгрии.

Интересным фактом, подлежащим исследованию для определения образования углеводорода в участках Большой Венгерской Низменности и Задунайской Области, является то обстоятельство, что в Венгерском бассейне, совместно с углеводородом, а на многих местах и без него имеется большое количество углекислого газа. В большинстве мест углекислый газ содержит 20—30% углеводорода, но нигде не содержит меньше 1—2%. Нефть, добываемая из известняков в месторождении Хахот, содержит газ следующего состава: 50% углекислого газа, и 50% углеводорода. Самые чистые массы углекислого газа, добываемые в месторождении Михали, содержат также углеводород в жидком и газообразном состоянии. Огромный запас углекислого газа в Керешсегепати на территории Большой Венгерской Низменности содержит 20—30% углеводорода. Здесь совместно с газом добывается большое количество конденсата бензина. В средней части структуры нефтяного месторождения в Бихарнадьбайоме совместно с нефтью добывается почти чистый углеводород (в газообразном состоянии). По краям же структуры свиты горизонтов пластов младшего возраста содержат большее количество углекислого газа.

Образование углекислого газа происходит, как это общеизвестно, по трем причинам:

- а) поствулканическое происхождение,
- б) органическое происхождение (т. е. путем гибели органических веществ, вызванной бактериями при наличии достаточного количества кислорода).

в) Метаморфическое происхождение, — путем термической метаморфозы карбонатов (при определенном давлении и температуры химические соединения $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ переходят в химическое соединение CaSiO_3).

Раньше предполагалось, что углекислый газ имеет поствулканическое происхождение. Но т. к. на территории Венгрии углекислый газ в отложениях часто содержится совместно с углеводородом, возникает предположение, что происхождение этих двух газов на многих местах аналогичное.

Вблизи эруптивной породы месторождения Хахот-Эдерич углеводород содержит незначительное количество углекислого газа. На месторождении же Хахот-Пустасентласло над пластами известняков углеводород содержит 50% углекислого газа. В месторождении Бихарнадьбайом газ, добываемый вместе с нефтью, находящейся непосредственно над метаморфической породой, содержит более 90% углеводорода и только 8—10% углекислого газа. По краям структуры на стратиграфически более удаленных местах в свите горизонтов третичных отложений содержание углекислого газа увеличивается до 80—90%.

Вблизи города Карцаг пласты младшего возраста содержат относительно больше углекислого газа, чем глубже залегающие пласты.

По всей вероятности, если бы углекислый газ повсюду имел вулканическое или метаморфическое происхождение, то в вышеуказанных случаях состав газа должен был бы изменяться в обратном порядке.

Следовательно есть основание предполагать, что между более поздним образованием нефти (в эпоху нижнего панона) на территории Венгрии и частым появлением углекислого газа имеется связь — и эти два предположения взаимно подтверждаются.

Значит в этом случае углекислый газ также как и углеводород образовался также путем гибели органических веществ. Углекислый газ образовался повсюду, где имелось большое количество кислорода и где гибель органических веществ происходила от аэробных бактерий. Там же, где имелись анаэробные условия, при гибели органических веществ жизне-способными оставались анаэробные бактерии, под воздействием которых образовался углеводород. *Причиной того, что на территории Венгрии находится так много углекислого газа совместно с углеводородом, является тот факт, что образование нефти произошло в море геологически молодого возраста при часто меняющихся условиях.* Условия имеющиеся при процессе отложения в нижне-панонском море, а также уже и в сарматском море часто изменялись, так например вследствие частой осцилляции моря могли также часто изменяться условия вентиляции воды и поэтому образование отложений во внутреннем бассейне моря отличается от периконтинентального образования отложений и в отложениях, образовавшихся во внутреннем бассейне моря углекислый газ и углеводород находятся в линзах меньшего размера, причем состав газа изменяется. Вследствие часто

изменяющихся условий в нижне-панонском море, находящиеся там массы органических веществ погибали и при этом *периодически создавались аэробные, а периодически анаэробные условия*. В зависимости от этого в одних условиях образовывался углекислый газ, а при других углеводород.

Тот факт, что фоссилии, находящиеся в нефтесодержащих породах, а также в боковых породах не известково-корые, доказывает, что там, где постоянно имеется углеводород, не постоянно имеется углекислый газ.

В целях разведки из вышесказанного можно сделать следующий вывод :

Разведку на нефть и газ на территории венгерского бассейна следует проводить в первую очередь на тех местах, где нам уже известно, или где можно предполагать наличие материнской породы, определение которой уже дано выше. С точки зрения разведки ценными являются в первую очередь те участки на территории Задунайской Области, где образовались значительные массы отложений возраста миоцена и нижнего панона. На территории Большой Венгерской Низменности, а также на территории, расположенной за горами Черхат и Бюкк следует проводить разведку кроме вышеупомянутых участков еще и на тех, где погребены свиты горизонтов возраста палеоцена, или же вблизи выступов таких же свит. С точки зрения разведки менее ценными являются те территории, где мезозойский, или палеозойский фундамент покрыт отложениями левантея, или верхнего панона.

В пределах территорий в которых имел место сдвиг, с точки зрения образования материнской породы, более ценными являются те места, где отложение пластов происходило при более спокойных условиях и в разные периоды.

С точки зрения перспективы разведки следует принять во внимание то, обстоятельство, что на некоторых местах, как например в горах Кестхель Баконь и Бюкк, в мезозойских известняках есть признаки битума. Этот факт может указывать на то, что скопления нефти на территории Венгрии могли образоваться и в эпоху палеозоя или мезозоя. В дальнейшем, если мы будем технически хорошо подготовлены, следует провести исследование структур мезозоя и палеозоя.

Оценка разведочных территорий

На основании имеющихся данных можно сказать, что с точки зрения разведки на территории Венгрии наиболее ценными являются участки, расположенные вблизи уже известных нефтяных месторождений, т. е. на южной части области Зала, а также на территории Большой Венгерской Низменности — у подножий гор Бюкк, Матра и Черхат и на восточной части Большой Венгерской Низменности.

С точки зрения разведки наиболее ценными являются зоны бывшего побережья морей третичных и палеогенных бассейнов, т. е. те места, где

третичные отложения залегают над мезозойскими или палеозойскими формациями.

На этих местах проведение разведок обещает дать результаты не вблизи пластов возраста старше третичного, выступивших в нынешнее время на поверхность, а немного дальше от них. Первоочередными разведочными территориями являются те участки, где в зонах расположенных в окрестностях мезозоя и горных масс более старшего возраста геофизическими или геологическими методами можно определить геологические нарушения. Такой ценной территорией для разведки является например зона третичных пластов, окружающая Задунайские Средние Горы, а также западный край свиты горизонтов третичных осадочных пластов, где пласты младшего возраста залегают над палеозоем. Судя по признакам нефти, найденным на южной части Задунайской Области и эту территорию можно считать ценной. С точки зрения разведки, второстепенной территорией является участок Задунайской Области, расположенный на юг от Балатон, так как в скважинах пробуренных там до сих пор еще не было найдено признаков нефти, кроме того, сделанные там магнитные съемки указывают на сложные условия фундамента и на наличие, по всей вероятности, менее мощных свит осадочных пластов, особенно на восточной части участка.

На территории Большой Венгерской Низменности с точки зрения разведки наиболее ценной является территории, расположенная на юг гор Бюкк, Матра и Черхат, где следует проводить разведку с запада на восток, от Будапешта до Тисаполгар. На этой территории имеются все палеографические, а также стратиграфические и тектонические условия, на основании которых можно предполагать наличие нефтеносных структур. На восточной части Большой Венгерской Низменности — от местности Чоп до местности Тоткомлош находятся несколько структур, которые обещают дать нефть, но у нас еще слишком мало стратиграфических и тектонических данных, чтобы построить корреляционные разрезы отдельных структур. Еще меньше данных о средней и южной части Большой Венгерской Низменности. На средней части Большой Венгерской Низменности расположены большие минимумы, которые могут указывать на наличных мощных горизонтов осадочных пластов, где под более выпуклыми частями этих мощных горизонтов, залегающих над фундаментом можно предполагать наличие стратиграфических ловушек. Самая южная часть Большой Венгерской Низменности т. е. район местностей Бая и Мадараш по всей вероятности имеет структуру аналогичную юго-восточной части Задунайской Области, вследствие чего и здесь можно предполагать наличие зональных ловушек.

Разведки должны проводиться в первую очередь путем расширения сейсмических разведок, а также для решения данных, невыясненных путем измерений маятником (вариометром) Этвеш вопросов следует про-

должать подробные гравиметрические съемки. Во вторую очередь следует продолжать разведку геологическими методами и продолжать составление геологических карт, а также производить структурные разведочные бурения. В случае нахождения нефти на небольшой глубине следует проводить опытное исследование геохимическими методами.

Для продолжения разведок, как указал советский главный геолог — В. П. Куцев — необходимо немедленно изготовить подробные фациологические пластовые карты (изогипсы) разведочных территорий, а также позаботиться о проведении вышеуказанных исследований.

Для выяснения тектонических условий только для геологических целей следует побурить на территории Большой Венгерской Низменности и на территории Задунайской Области опорные скважины, запланированная глубина которых равняется 3500—4000 метрам.

Для дальнейшего исследования вопроса об образовании нефти следует продолжать начатые исследования с микроскопом, геохимическое исследование нефтеносных мергелей, определение аналогичности отдельных элементов признаков нефти, а также внедрить проведение бактериологических исследований. Кроме этого необходимо еще проводить исследования для подтверждения вышеприведенной теории образования углекислого газа.

РЕЗЮМЕ

В первой части статьи изложены тектонические проблемы образования нефтесодержащих структур в Венгрии. Можно установить, что из найденных до сих пор нефтяных месторождений на территории Венгрии отдельные структуры являются сводчатыми, образовавшимися седиментационно-компакционным путем, но несомненно можно предполагать и то, что структуры более старшего возраста имеют синэпирогенный-орогенный тектонический генезис.

На территории Венгрии имеются как пластовые, так и массивные залежи нефти. Согласно доказательствам, перечисленным в статье и противно прежним предположениям Лоци, возраст материнской породы нефти на территории Венгрии — нижний панон, но образование нефти происходило и во время оседания пород в эпохах сармата и верхнего медитерана.

Кроме выше-сказанного в статье также говорится о возможности органического образования большого количества углекислого газа, находящегося совместно с нефтью и метаном во многих местах Венгерского бассейна.

LES QUESTIONS ACTUELLES DE LA PROSPECTION DE L'HUILE MINÉRALE ET DU GAZ NATUREL EN HONGRIE

Par Gy. Kertai

RÉSUMÉ

La première partie de l'article traite les problèmes tectoniques de la formation des nappes pétrolifères en Hongrie. L'on peut établir que parmi les nappes connues il y a aussi des voûtes formées par voie de sédimentation et compaction, mais il est évident qu'il faut aussi compter avec une genèse tectonique synépirogénique-orogénique, surtout dans le cas des nappes pétrolifères anciennes.

Parmi les trappes de pétrole l'on trouve également des trappes de strates et des trappes d'agrégats.

La roche-mère du pétrole hongrois est d'âge pannonien inférieur — contrairement à l'ancienne supposition de *Lóczy* — mais il y avait aussi formation d'huile durant la sédimentation sarmatienne et méditerranéenne supérieure.

À la fin la dissertation soulève la possibilité de la formation organogène des masses de dioxyde de carbone qui, dans le bassin pannonien, accompagnent le pétrole et le méthane.

LA CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE DE LA BAUXITE DE NÉZSA

Par

J. KISS

de l'Université de Budapest

Manuscrit présenté le 20 Juin 1952

Sommaire. Cet article est la première partie du travail de grande envergure qui a pour tâche d'élucider la nature des gisements de bauxite hongroise par des recherches minéralogiques-pétrographiques, géochimiques, thermoanalytiques et röntgenographiques. Les résultats de ces recherches serviront à enrichir nos connaissances concernant la genèse de la bauxite, qui forment encore l'objet de discussions. Notre article fixe les détails des caractères géologiques et de la nature des gîtes de l'occurrence de bauxite à Nézsa, il élucide et établit les changements survenus dans la matière bauxitique avant et après son accumulation. Il décrit en détail et représente dans un tableau et un diagramme les changements de la constitution microminéralogique de la bauxite à partir du toit jusqu'au mur. Il rend probable l'âge inférieur de la bauxite de Nézsa, qui est peut-être une formation équivalente à l'argile bigarrée de l'Eocène inférieur.

Notre article ne contient que les résultats les plus importants de nos recherches. Il ne contient pas la description méthodologique du travail.

*
*
*

La constitution géologique de la bauxite de Nézsa a fait l'objet des études approfondies de *E. Vadász* et *M. Vendel*, quant à sa composition minéralogique nous possédons les analyses aux rayons X de *Náray Szabó—Neugebauer*.

La bauxite de Nézsa se distingue des occurrences de bauxite de la Transdanubie quant au mode du gisement et ses caractères minéralogiques — pétrographiques, et en un certain degré, elle en est aussi séparée territorialement. L'affleurement de la bauxite présente dans son état actuel fortement écroulé la situation suivante (profil No. 1).

Sous la couverture de loess d'une épaisseur inégale il y a une couche d'éboulis grossiers d'une épaisseur variable, qui consiste par endroits en blocs de calcaire de Dachstein de la grosseur d'une tête d'homme. Au-dessous l'on voit des débris de calcaire usés, pour la plupart angulaires, de dimensions moindres, puis, dans les cavités du corps de bauxite causées par l'érosion et par endroits formant des sacs, il y a de l'argile jaune-clair, vert-jaunâtre. La partie supérieure de l'argile contient des débris fins du calcaire de Dachstein. L'argile jaune-clair

présente dans la partie NO de l'affleurement les traces d'une disposition en stries, comme formation équivalente à l'argile bigarrée de l'Eocène inférieur. *M. Vendel* met l'âge de la bauxite dans le Crétacé inférieur, d'après les observations transdanubiennes de *E. Vadász*. Selon des constatations plus récentes il n'est pas exclu que la bauxite de Nézsa, y compris l'argile vert-jaunâtre qui la recouvre, est une formation s'étendant sur l'Eocène inférieur entier.

Le mode de gisement de la bauxite présente plusieurs types. Immédiatement sous la formation éocène inférieur il y a de la bauxite rouge-brune, à nodules pisolithique, d'une épaisseur variable renfermant dans sa partie supérieure des fragments roulés de bauxite autigénique de la grosseur d'un poing. Cette

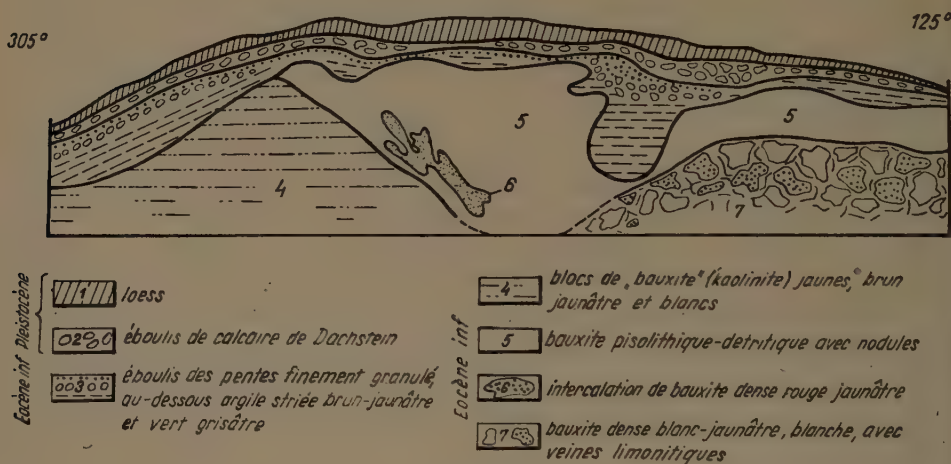


Fig. 1

couche atteint dans la partie moyenne de l'affleurement une épaisseur de 3 mètres. Dans la partie moyenne du gisement, immédiatement au-dessus de la «ligne de faille», il y a une couche de bauxite brun-jaunâtre, brun-rouge, exempte de pisolithes, avec des veines d'alunite par endroits. Dans la partie SE de l'affleurement, immédiatement sous le type précédent, il y a de la bauxite très dense, blanc-jaunâtre, cimentée par des veines limoniteuses.

Dans la partie NO du terrain l'on voit un type de bauxite fort différent des types mentionnés, formé surtout de blocs jaunes, brun-jaunes, blancs, qui s'effritent et se réduisent facilement en poudre. Ce type consiste surtout en argile kaolinique.

Le corps de bauxite entier a été visiblement remanié plusieurs fois et présente dans son emplacement actuel les signes d'une influence tectonique d'un degré moindre. Les différences de la matière de la bauxite et les différents caractères de sa structure sont les signes d'une origine hétérogène et d'un remanie-

ment survenu, après la formation du dépôt, sur les bords de la mer de l'époque éocène intérieur. L'isolement en bancs par place de la bauxite est plutôt un phénomène diagénétique ou peut-être tectonique, qu'un caractère original de la formation du dépôt.

Notre étude concerne surtout l'examen des minéraux lourds. L'évaluation quantitative des résultats obtenus permet aussi d'en tirer des conclusions quant à la genèse de la bauxite. Par contre dans l'étude des constituants allitiques nous nous sommes bornés à des estimations qualitatives. Nous avons résumé dans une figure la composition minéralogique de la bauxite de Nézsa, les différences entre les divers types sont représentées dans un tableau. Notons encore que selon les analyses aux rayons X de *Náray Szabó* et de *Neugebauer* la bauxite de Nézsa contient surtout du diaspore et de hématite.

Minéraux lourds

Zircon et minéraux apparentés

Le zircon est l'élément dominant parmi les minéraux lourds de la bauxite de Nézsa. Les cristaux de zircon sont pour la plupart intacts, on ne voit des signes d'usure que sur les cristaux un peu plus gros. Les dimensions des cristaux varient entre 200 et 1000 microns. Les cristaux sont en général incolores, limpides, parfois avec une teinte légèrement violacée-rosâtre, ce qui indique la modification hyacinthe du zircon. La forme reconnaissable consiste surtout dans les combinaisons des formes (110), (100), (hol) et (hkl). Les cristaux renferment des inclusions caractéristiques, les inclusions sont en général de trois sortes : a) des bulles d'air, b) des formations rouge-brunâtres et rouges de cerise, et c) des formations d'une forme tabulaire quadratique. Les inclusions rouge-brunâtres et rouges de cerise sont probablement formées de monazite, éventuellement de spinelle, à juger d'après leur caractère isotropique et anisotropique par endroits. Les inclusions quadratiques tabulaires sont formées probablement de xénotime. Il est possible qu'il y a aussi des inclusions d'une autre nature, mais cela est très difficile à établir au microscope. La diversité et la fréquence des inclusions indique une teneur en thorium et en autres éléments radioactifs. La plaque photographique est légèrement noircie après 96 heures, il faut donc conclure surtout à la présence du thorium ou de ses produits de désintégration (Tabl. IV. fig. 1). Il faut une exposition de 48 heures pour que l'on observe sur la plaque photographique un noircissement à peine visible, la matière radioactive n'est donc présente qu'en très petite quantité. Il y a une grande différence entre les rayons ioniques du zirconium et du thorium, et quoique le zircon et la thorite sont isomorphes morphologiquement, il n'est pas vraisemblable que la thorite soit présente comme un constituant isomorphique, il est plutôt probable que le thorium y est dans une forme dissimulée. Mais le zircon du type «kaolinitique» de la bauxite de Nézsa, qui renferme le plus de cristaux de zircon, ne donne pas

la preuve de la présence d'un élément radioactif avec cette procédure. Nous en tirons la conclusion que le zircon de la bauxite de Nézsa provient de plusieurs roches-mères différentes.

Ilménite, rutile, hématite

L'ilménite et le rutile viennent quantitativement après le zircon dans la bauxite de Nézsa. L'ilménite est généralement idiomorphe, sa forme consiste en une combinaison caractéristique de la base et du rhomboèdre $(0001), (10\bar{1}1)$. Les cristaux sont en général entières, rarement détritiques, et l'on peut discerner toute une série de transformations vers le rutile. La transformation commence sur les contours du cristal d'ilménite parallèlement avec les faces rhomboédriques $(10\bar{1}1)$. Souvent elle se présente en pseudomorphoses après ilménite ; dans

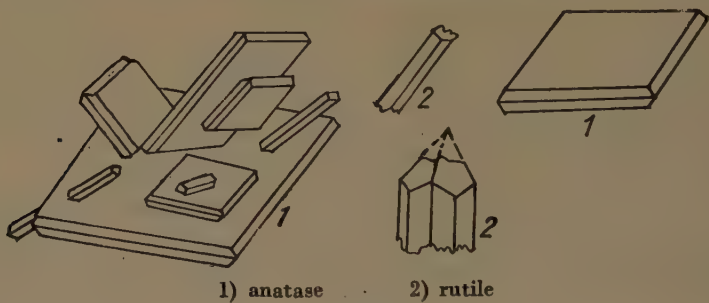


Fig. 2

ce cas le cristal est recouvert d'une mince croûte écailleuse formée de limonite et de leucoxène, sous la croûte l'ilménite est presque entièrement changée en rutile. La transformation de l'ilménite en rutile est liée à la constitution de la maille cristalline. Le plan de la maille le plus dense est parallèle au plan du rhomboèdre, et l'ion Fe^{++} peut facilement en sortir, ce qui a pour suite la transformation partielle ou totale de la structure du cristal d'ilménite. Selon les données de la littérature cette transformation peut aussi être réversible [12]. Dans ce cas c'est plutôt le potentiel redox du milieu qui détermine la direction de la transformation au lieu des conditions thermodynamiques.

Le rutile de la bauxite de Nézsa est épigénique pour la plupart. Ses cristaux forment par endroits de petits groupes prismatiques ou — rarement — tabulaires d'après la base (001) . Mais la biréfringence négative de cette dernière forme indique la forme tabulaire selon (001) de l'anatase moins fréquent.

L'on peut donc admettre que le titane originel de la bauxite a été lié surtout à de l'ilménite et, dans un degré tout-à-fait subordonné, à du rutile. Mais l'ilménite présent est partiellement d'origine épigénique, le rutile est presque complètement épigénique. Mais il n'est pas exclu que le titane fasse aussi partie d'autres minéraux silicatés. Il est probable que dans ceux-ci le tita-

nium remplace sous une forme complexe du Si^4 et de l' Al^3 , parce que dans la solution de la bauxite de Nézsa l'on n'a pas pu déceler du titane.

Le fer est présent surtout sous la forme d'hydroxide ferrique amorphe. Ses formes cristallines les plus fréquentes sont l'hématite et l'hydrohématite. L'hématite apparaît sous la même forme que l'ilménite, mais elle s'est transformée généralement en hydrohématite et en limonite, respectivement. Il est très difficile de faire la distinction entre l'hématite allotigénique et autigénique. L'on peut admettre que la forme dominante et transformée pour la plupart en hydrohématite ou limonite, est d'origine primaire, tandis que la forme à cristaux intacts est d'origine épigénique.

Chromite, tourmaline, corindon, béryl

Parmi les constituants allotigéniques de la bauxite de Nézsa figurent aussi la chromite, la tourmaline, le corindon et le béryl. Leur quantité ne surpasse pas — le type kaolinitique excepté — 0,5% des minéraux lourds. En général la chromite est la plus fréquente, puis viennent, par ordre décroissant, la tourmaline, le corindon et le béryl, ces deux derniers en quantités égales à peu près. Le chromium est un élément surtout oxyphil et comme tel il s'accumule généralement, dans les roches sédimentaires, dans des composés oxydés résistants. Selon son apparence la chromite de la bauxite de Nézsa appartient au groupe des constituants allotigéniques. Les cristaux de la chromite sont généralement de forme octaédrique, anguleux, parfois faiblement usés, d'une couleur gris-acier, gris-noirâtre, avec une teinte légèrement brune. La chromite domine dans les bauxites kaolinitiques, où elle atteint presque 1%.

La tourmaline est présente comme un enrichissement allotigénique. L'on ne trouve de la tourmaline de formation épigénique que dans le calcaire de Dachstein qui forme le mur des gisements de bauxite. Les cristaux de la tourmaline sont surtout bruns ou vert-brunâtres, rarement de couleur rose-violacée, ce qui indique une origine surtout granitique [8]. La tourmaline est généralement détritique, anguleuse ; les traces d'usure sont visibles surtout sur les cristaux qui ont gardé leur forme prismatique. Le béryl vert, vert de smaragd, est entièrement détritique et appartient aux minéraux allotigéniques de la bauxite ; sa quantité, de même que celle du corindon, est très petite. Ce dernier minéral consiste généralement en granules détritiques d'un bleu de saphir.

Quartz et autres minéraux

Le quartz libre surpasse à peine 0,5% de la masse de la bauxite. Il consiste surtout en fragments détritiques incolores, limpides. Les grains de quartz usés sont très rares. Dans la bauxite «kaolinique» blanche, formant des blocs, l'on

voit aussi — en outre le quartz détritique — des cristaux idiomorphes, d'origine probablement épigénique, mais qui sont plus ou moins corrodés (Tab. IX. fig. 1).

Les minéraux épigéniques fréquents de la bauxite sont le gypse, l'alunite et la calcite. Le gypse forme de petits cristaux écailleux, qui remplissent les petites cavités de la bauxite (Tab. VII. fig. 1). Il est le plus fréquent dans la bauxite renfermant des débris roulés antigéniques. Sa fréquence diminue fortement vers le mur et finalement il disparaît.

L'alunite se présente généralement sous forme de petites nodules concentriques atteignant la grosseur d'une tête d'épingle. Parfois elle forme des enduits pelliculaires dans les cavités de la bauxite [6]. La présence de l'alunite dans la bauxite n'est connue jusqu'ici qu'en Hongrie. Son rôle dans la genèse de la bauxite n'est pas encore élucidé, mais selon les observations recueillies on doit la qualifier comme «une phase latérale» de la genèse, parce qu'elle s'est formée après l'accumulation de la masse bauxitique.

L'on peut ramener la formation du gypse et de l'alunite à l'action de l'acide sulfurique formé par l'oxidation de la pyrite. La pyrite s'est transformée surtout en limonite, qui forme des pseudomorphoses après la pyrite, visibles dans tous les types de bauxite. Des cristaux de pyrite non transformée ne sont visibles que disséminés et en quantité fortement subordonnée.

La calcite est un élément insignifiant de la bauxite, on la voit surtout dans l'horizon supérieur du gisement. Elle manque complètement dans les horizons inférieurs.

Minéraux allitiques et siallitiques

Parmi les minéraux à alumine de la bauxite de Nézsa dominant le gel aluminique «amorphe» et la kaolinite; la diaspore et l'hydrargillite forment rarement des cristaux microscopiques.

Au cours de nos recherches nous n'avons pris en considération que les constituants cristallins qu'on peut déterminer avec certitude, ce qui n'exclut pas qu'ils soient présents sous une forme sousmicroscopique (p. ex. la diaspore). Les essais thermiques ont révélé des quantités considérables de diaspore, ce qui permet de supposer que l'hydrargillite et surtout la diaspore sont présents en état sousmicroscopique. Il n'est pas exclu que le gel aluminique qui forme la part dominante de la bauxite est constitué par des cristaux sousmicroscopiques de diaspore.

Les cristaux de la diaspore, rarement rencontrés, forment de petites lamelles selon (010), disposées en gradins, écailleuses situées dans de petites cavités. Quelquefois l'on peut bien observer la transformation du gel aluminique en hydrargillite et ensuite en diaspore (Tab. V-VI. fig. 1., 2.). La transformation sans intermédiaires de l'hydrargillite en diaspore se voit aussi dans l'hydrargillite thermique de l'Istrie (Portole), où des bâtonnets prismatiques longs d'environ de 150 microns montrent la présence de α (AlOOH).

Mais il faut considérer la plus grande partie de la teneur en diaspore de la bauxite de Nézsa comme une accumulation de diaspore primaire et non comme le produit d'une transformation survenue après la formation du sédiment. La teneur en corindon de la bauxite de Nézsa est certainement d'origine allotigénique. L'on pourrait y voir l'effet transformateur du géotherme du volcanisme andésitique de Cserhát—Csörög, parce qu' à 5 km à peine au nord l'on trouve un affleurement considérable d'andésite dont la présence dans notre terrain n'est pas exclue. Mais le rôle du géotherme ne nous paraît pas probable, parce que dans ce cas son influence devrait être apercevable dans les autres roches sédimentaires qui accompagnent la bauxite.

Les petits amas écailleux des cristaux de l'hydrargillite sont présents dans tous les types de bauxite, quoiqu'en quantité variable.

La kaolinite, cristalline et cryptocristalline, est en général un constituant fréquent, surtout de la bauxite blanche en blocs.

La teneur en silice de la bauxite de Nézsa est liée pour la plupart à de la kaolinite, et, en moindre partie, à du quartz libre.

Nous avons aussi examiné le résidu de la dissolution du calcaire de Dachstein qui forme le mur du gisements. La constitution minéralogique épigénique et allotigénique du calcaire de Dachstein est différente de celle de la montagne de Buda. Le calcaire de Nézsa contient surtout du quartz et de la tourmaline allotigénique et épigénique. Cette dernière se montre comme une hypertrophie du cristal original. La tourmaline consiste surtout en cristaux idiomorphes verts, brun-verdâtres, ce qui indique son origine granitique [8].

Le seul minéral épigénique du calcaire de Dachstein de Buda c'est la muscovite, qui forme des amas de cristaux d'un développement parfait. La tourmaline du calcaire de Dachstein de Buda est détritique, de couleur brun-verdâtre. Le calcaire renferme aussi du quartz.

Tableau 1.

Type de bauxité No:	Minéraux			
	gel aluminique	kaolinite	diaspore	hydrar- gillite
4	++	++++	—	++
5	++++	++	+	+
6	++++	+++	++	+
7	++++	++	++	+

Remarque : Dans le tableau 1 les valeurs marquées de + se rapportent aux minéraux lourds, dans le tableau 2 par contre à la roche entière.

+ rare, ++ fréquent, +++ beaucoup, ++++ dominant.

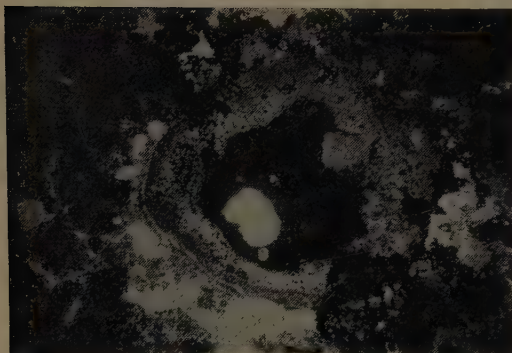
Pour les numéros des types de bauxite se référer au numérotage du profil.

La constitution minéralogique de la bauxite de Nézsá

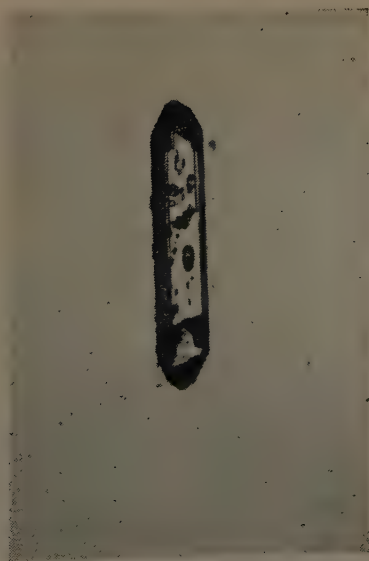
Tableau 2.

Type de bauxite No.	Quantité des minéraux lourds	Répartition des minéraux							Constituants non siliatiques				
		Zircon	Ilménite- rutile	hématite	chromite	tour- maline	béryl	corin- don	pyrite	Quartz libre	gypse	alunite	calcite
4.	4.14%	2.1%	0.3%	0.7%	0.9%	+	—	+	+	1.2%	++	—	—
5.	3.43%	1.6%	1.1%	0.3%	0.8%	+	+	+	+	0.6	++	++	++
6.	4.81%	1.9%	0.9%	1.6%	0.3%	+	+	+	+	0.5	+	++	—
7.	3.96%	1.7%	1.8%	0.1%	0.1%	+	+	+	+	0.3	—	+	—
Calcaire de Dachstein	—	—	—	—	—	+	—	—	—	++ + +	—	—	—

Tableau I.



I. Bauxite pisolitique. Le centre de la pisolithe globulaire est formé d'hydroxyde ferrique, son écorce est d'hydrargillite-kaolinite. Nicols + 1 : 40.



2. Zircon à inclusions. 1 : 75.

Tableau. II.

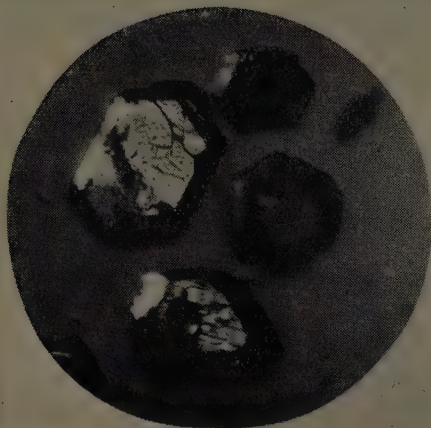


1. Un groupe de zircon avec pyrite. Les différentes inclusions du zircon sont bien visibles. 1 : 50.

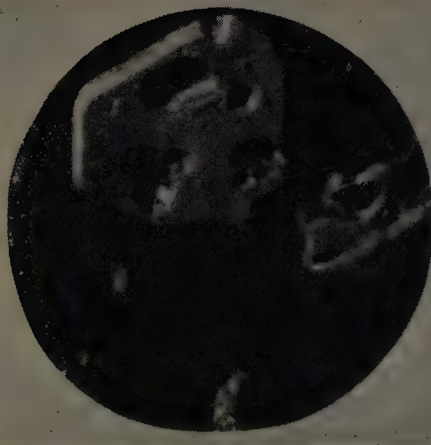


2. Le même. 1 : 40.

Tableau III.

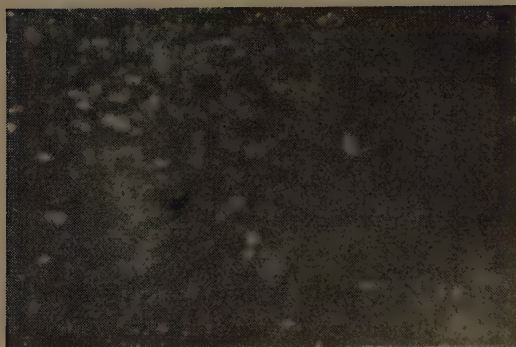


1. Ilménite et un groupe d'hématite transformée en limonite. Sur l'ilménite l'on peut bien observer sa transformation graduelle en rutile selon $(10\bar{1}1)$. 1 : 60 env.



2. Ilménite transformée en rutile enveloppée d'une écorce écailleuse à leucoxène. 1 : 60 env.

Tableau IV.

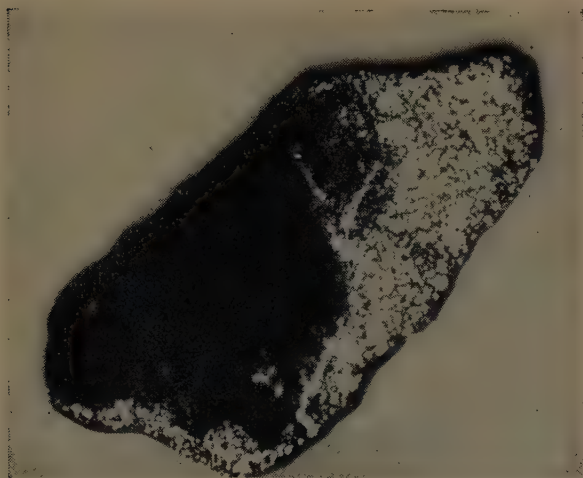


1. Les traces radioactives sur la plaque photographique de la teneur en thorium du zircon après 96 heures. Cliché positif.

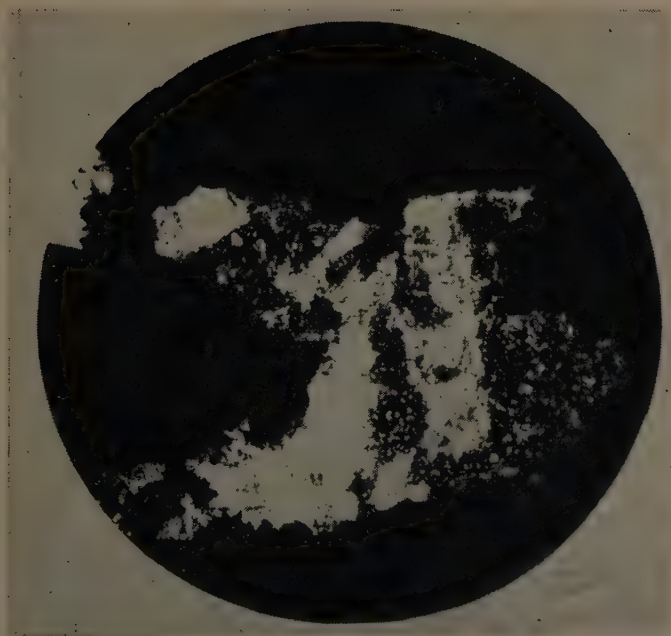


2. Nodules d'alunite. 1 : 60 env.

Tableau V.



1. Le gel aluminique se transforme progressivement en hydrargillite. Nicols x. 1 : 40.

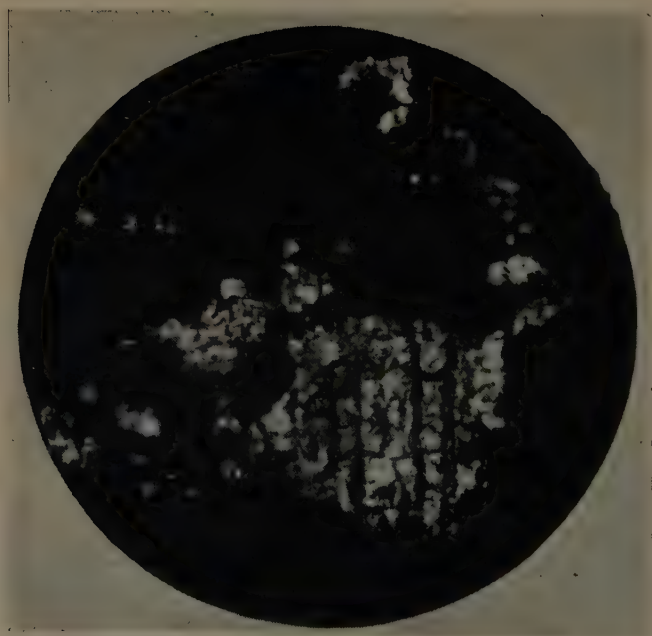


2. Hydrargillite écailleuse à côté de diaspor. Nicols +. 1 : 60.

Tableau VI.

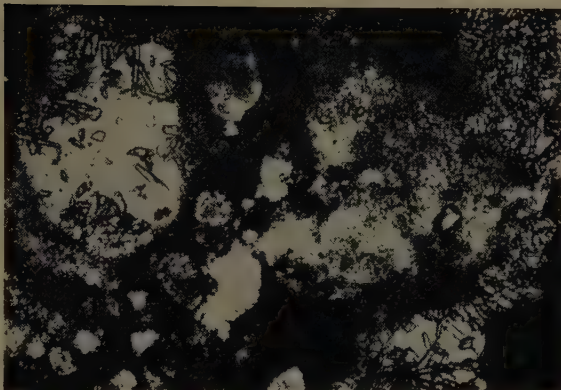


3. Cristal de diaspoire développé en gradins selon (010), clivage selon (010). 1 : 75.

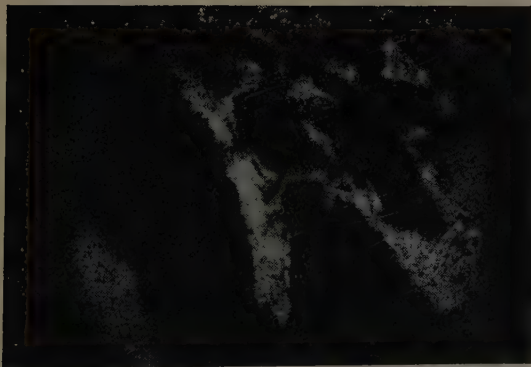


4. Diaspoire cristallisé dans la bauxite. 1 : 60.

Tableau VII.

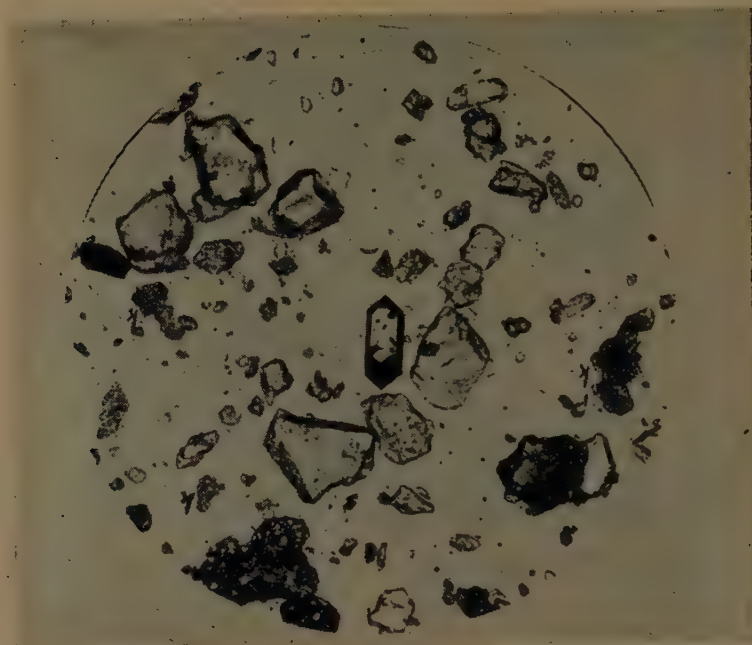


1. Cristaux allongés de gypse dans la bauxite pisolithique. 1 : 50.

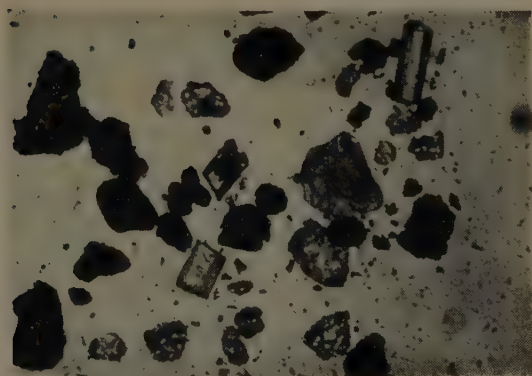


2. La kaolinite cristallisée forme le ciment de la bauxite pisolithique.

Tableau VIII.



1. Kaolinite cristallisée (k), quartz, zircon et limonite occurrent dans la matière kaolinitique. 1:40.

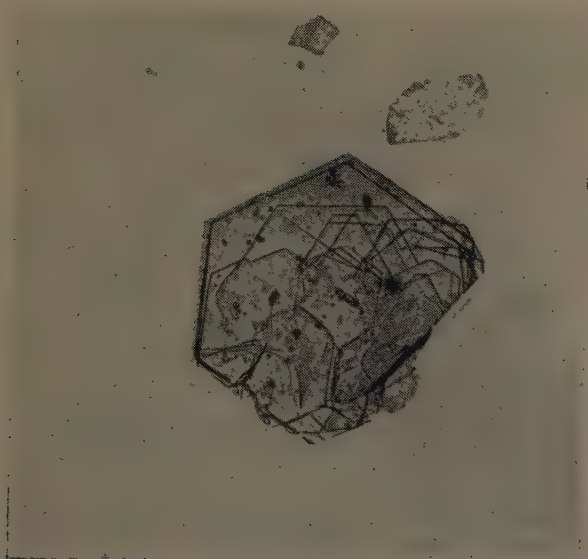


2. Résidu de la dissolution du calcaire de Dachstein : tourmaline idiomorphe, dans le centre de l'image l'on observe aussi l'hypertrophie du cristal (t) ; granules de quartz et de limonite. 1 : 14.

Tableau IX.



1. Quartz idiomorphe légèrement corrodé provenant de la matière kaolinique. 1 : 40.



2. Muscovite autigénique formée de sous-individus, du calcaire de Dachstein de Buda.

RÉSUMÉ

1. Le caractère accumulatif évident de la bauxite de Nézsa et la diversité de sa structure pétrographique se reflètent aussi dans sa composition minéralogique. La composition constante des minéraux lourds permet de conclure à une origine «commune» du matériau de la bauxite.

D'après la dominance des minéraux de zircon l'on peut appeler la bauxite de Nézsa »Bauxite à zircon«, par comparaison avec la bauxite de Gánt, dans laquelle les minéraux dominants sont l'ilménite et l'hématite.

La dominance du zircon et la présence de la tourmaline, du béryl et du corindon indiquent comme leur origine une roche acide à alcalis.

Par contre l'ilménite, ainsi que l'hématite et la chromite allotigéniques indiquent une provenance de roches basiques-intermédiaires. Les deux sortes de roches-mères élucident le processus complexe de la formation de la bauxite.

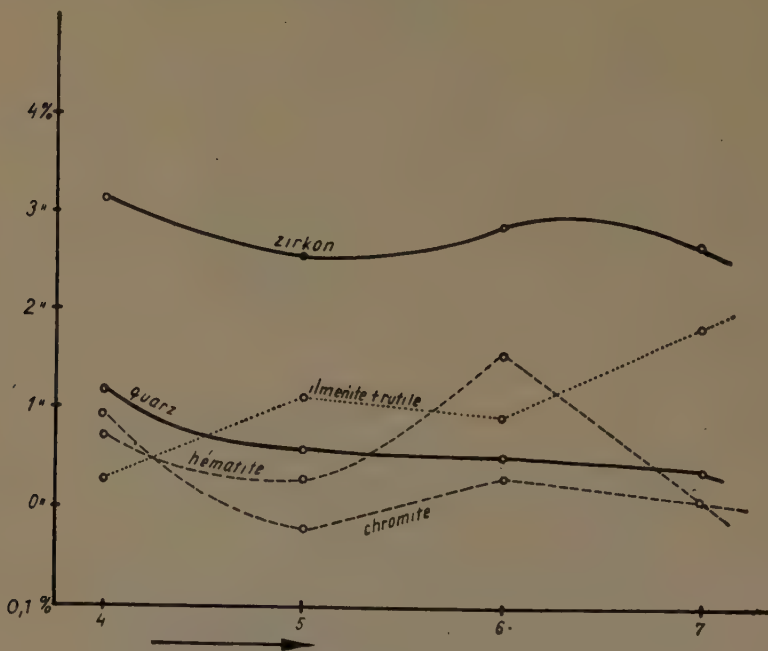


Fig. 3

Notre conclusion mentionnée est confirmée par la distribution des minéraux figurant dans le diagramme. Les lignes zircon-quartz et hématite-chromite sont plus ou moins parallèles. La teneur en zircon-quartz diminue graduellement vers le mur, la teneur en hématite-chromite diminue vers la partie moyenne du gisement, puis après une augmentation considérable, il y a de nouveau une diminution vers le mur.

La teneur en quartz plus élevée de l'horizon supérieur de la bauxite peut aussi provenir de la décomposition de la kaolinite près de la surface.

2. L'ilménite et le rutile sont en partie d'origine épigénique, l'anatase est entièrement épigénique.

3. La teneur en silice de la bauxite de Nézsa est liée entièrement à la kaolinite.

4. L'on peut démontrer la métamorphose successive de la série : gel aluminique-hydrargillite-diaspore. Nous n'avons pas réussi à trouver de la boehmite parmi les produits de la métamorphose. En outre de la diaspore épigénique l'on peut supposer la dominance d'une génération de diaspore primaire.

5. La radioactivité de la bauxite est en connexion — au moins en part — avec la teneur en thorium du zircon.

6. La teneur en chromite de la bauxite de Nézsa est remarquable, elle atteint parfois presque 1%. En partant de la moyenne de l'analyse de 41 échantillons de chromites (Doelter IV-/2) le 0,9% de chromite trouvé dans le type kaolinitique correspond à 3,66 kg par tonne de chromite avec une teneur de 1,9 kg/to de chrome métallique. Mais à Nézsa ce type de bauxite ne se trouve qu'en toute petite quantité.

LITTÉRATURE

1. *Boldizsár* : Bauxit és más ásványgélek keletkezése kolloidális diszperz rendszerekből B. és Koh. Lapok III. LXXXI. 1948.
2. *Böhm* : Über Al- und Fe-hydroxide, I. — Zeitschr. für an. und allg. Chemie 1925. — 149.
3. *Gedeon* : A magyar bauxit járulékos elegyrészeről. M. Chem. Folyóirat. XXXVIII. 1932.
4. *Goldstaub* : Quelques observation sur la boehmite. Bull. Soc. franc. Min. 1936.
5. *M. Gordon Jr.—K. J. Murata* : Minor elements in Arkansas bauxit. Econ. Geol. 1952. III—IV. Vol. 47. No. 2. p. 169—180.
6. *Földváriné, V. M.* : Untersuchung d. min. Zusammensetzung ung. Bauxitsorten mit d. Differential-Thermoanalyse. Act. Geol. 1952.
7. *Hoppe* : Über die Kristallstruktur von AlOOH (diaspor) und FeOOH (Nadeleisenerz). Zeitschr. für Kristallographie. — 103. H. 2. 1940. p. 73.
8. *Krynine* : The tourmalin group in sediments. The Journ. of Geol. Vol. LIV. No. 2. 1946.
9. *Lapparent* : Les minéraux des bauxites françaises. Bull. Soc. fr. Min. 53. 1930.
10. *Lapparent* : La boehmite et le diasporé dans les fireclays de l'Ayrshire. Acad. Sci. Paris. — 199. — 1924.
11. *Mehmel* : Datensammlung zum Mineralbestimmen mit Röntgenstrahlen. I. Fortschr. Min. Krist. und Petr. 1939. — Berlin.
12. *Megaw* : The cristal structur of hydrargillite. Z. Krist. (A) 87. 1934.
13. *Náray—Szabó—Néugebauer* : Magyar bauxitok röntgenvizsgálata. Technika 1944. 25. p. 259—262.
14. *Orlov* : Prvni vyskyt bauxitu v Československu. — Rozpravy II. Tr. Česke Ak. roč. XLVII. c. 13.
15. *Ramdohr* : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Ak. Verl. 1950. Berlin.
16. *Takané* : Crystal structure of diasporé. Proc. Imp. Acad. Japan. 9. — 1933.
17. *Vadász* : Bauxitföldtan. Akad. Kiadó. 1951.
18. *Vadász* : Die geol. Entwicklung u. das Alter der ung. Bauxitvorkommen. — Mitteilungen aus d. Jahrbuch d. Ung. geol. Anstalt.
19. *Vendel M.* : A magyar bauxitok teleptana. Alumínium kézikönyv. Budapest, 1949.
20. *Vendel M.* : Über die geol. Verhältnisse der Umgebung von Nézsa. Bánya és Kohómérn. O. Közl. Sopron 1937. IX. k.
21. *Vendel M.* : Beiträge z. Bestimmung d. Mengenverhältnisse allitischer Tonminerale, im Zusammenhange mit d. mineralog. Untersuchung d. Bauxits v. Iszkaszentgyörgy. Act. Geol. 1952.
22. *Weiser—Milligan* : X-ray studies on hydrous oxides. VI. — Alumina hydrates. Journ. Physic-Chem. — 38. 1934.
23. *de Weisse* : Les bauxites de l'Europe centrale. — Mém. de la Soc. vaud. des Sc. Nat. No. 58. Vol. 9. 1948. Lausanne.

МИНЕРАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ БОКСИТА ОКРЕСНОСТИ НЭЖА

Й. Кишш

Резюме

Настоящая статья является первой частью проведенной в широком масштабе работы, которая желает выяснить бокситовые залежи Венгрии при помощи современных минералогических, петрографических, геохимических, термоаналитических и рентгеноскопических исследований. Детализированные результаты подобных исследований, возможно приблизят нас к решению до сих пор спорных и невыясненных вопросов генезиса боксита. Настоящая статья фиксирует подробные геологические характеры нэжаского месторождения, дает его оценку с точки зрения о месторождениях, выявляет и выяснит процессы происходившие до и после накопления в бокситовом веществе. Подробно приведет и изображает в суммарной таблице и в диаграмме изменения микроминерального состава от налегающего до подстилающего боксита. По мнению автора возраст боксита в окрестности Нэжа по всей вероятности ниже-эоценовый и таким образом, является равноценным в образовании ниже-эоценовой пестрой глине.

Следует отметить, что настоящая статья резюмирует лишь самые важные заключения. Описание методической части исследований полностью упущено.

DIE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER WOLFRAMITE UND IHRE LAGERSTÄTTENKUNDLICHE BEDEUTUNG

Von
F. LEUTWEIN

Bergakademie Freiberg/Sa—DDR

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 10. XII. 1951

In der Natur beobachten wir oft, dass zwei Mineralien untereinander lückenlos Mischkristalle bilden, so dass wir selten die reinen Endglieder der Reihe finden, sondern Kristalle, die wechselnde Mengen beider Komponenten enthalten. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um einen Austausch der Kationen, für den die bekannten Gesetze der Isomorphie gelten, vor allem die Forderung, dass die betr. Ionen im Radius nicht allzu verschieden seien und gleiche Ladung besitzen, falls nicht im Gitter ein Ladungsausgleich herbeigeführt wird. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist die Gruppe der Plagioklase, die aus isomorphen Mischungen von Kalk- und Natronfeldspat bestehen. Es ist genügend bekannt, welche grosse Bedeutung die Feststellung eben dieses Mischungsverhältnisses für die Deutung der Entstehung der Gesteine hat.

Eine ähnliche Mischkristallreihe, wie die Feldspäte, bildet die Wolframitgruppe, die aus den reinen Endgliedern FeWO_4 — Ferberit und MnWO_4 — Hübnerit besteht. Aus genauen kristallographischen Messungen von *E.K. Broch* folgt, dass Ferberit praktisch rhombisch kristallisiert ($\beta = 90^\circ$). Hübnerit ist monoklin ($\beta = 89^\circ 7'$). Man kann dieses Beispiel also wohl in Analogie setzen zu der — bei niedriger Temperatur nur beschränkten — Mischkristallbildung zwischen triklinem Albit und monoklinem Orthoklas.

Wegen der grossen analytischen Schwierigkeiten sind Vollanalysen von Wolframiten, die tatsächlich alle Komponenten umfassen, bis jetzt kaum je einmal versucht worden. Lediglich wenige Analysen berücksichtigen die Niob- und Tantalwerte. Exakte Bestimmungen des gelegentlichen Scandium-Gehaltes gab *Eberhard*, der 1905 dieses Element erstmalig in Wolframiten feststellte. Nach umfangreichen Untersuchungen gelang es uns, ein Analysenverfahren zu entwickeln, dass in tragbarem Zeitaufwand gestattet, tatsächlich alle Komponenten des Wolframits zu bestimmen. Es handelt sich im wesentlichen um ein Verfahren, bei dem gewichtsanalytische, titrimetrische, colorimetrische und spektrochemische Analysenverfahren kombiniert werden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen geben die folgenden Tabellen 1, 2 und 3.

Daneben wurde eine grössere Zahl von etwas abgekürzten Analysenverfahren durchgeführt, da es sich zeigte, dass in erster Linie das Verhältnis der

	Fundort	WO ₃	FeO	MnO	CaO	SiO ₂	Summe	H/F
1	Silverton, Colorado USA	75,50	0,70	22,45	0,23	1,19	100,07	65,1
2	Graupen, Luxer Gang	75,60	11,80	12,30	0,27	—	99,97	1,16
3	Montbelleux, NW-Frankreich ...	71,85	14,05	10,51	0,09	2,60	98,10	0,93
4	Montbelleux-Grube, NW-Frankreich	74,16	14,21	10,13	0,03	0,57	99,10	0,82
5	Kupfergrube Sadisdorf, 90 m Sohle	72,08	16,58	8,90	0,96	1,10	100,32	0,75
6	Eich, Josephina Lesesteine	71,16	20,04	6,91	0,91	0,98	100,00	0,50
7	Kupfergrube Sadisdorf	73,50	15,90	7,21	0,22	3,13	99,96	0,47
8	Kupfergrube Sadisdorf	74,45	17,50	6,68	0,74	0,32	99,67	0,45
9	Kupfergrube Sadisdorf, Freiburger Strecke, Quarzglocke	70,70	18,27	6,28	0,45	4,15	99,86	0,42
10	Pechtelsgrün, 150 m Sohle, Maga- zinbau Süd, Südende	73,60	18,80	5,60	0,08	—	98,08	0,34
11	Frühbuss, Magazinbau 120 m Sohle	76,32	17,23	4,82	1,23	0,40	100,00	0,283
12	Martin Römer, Erzgebirge	74,57	20,00	4,27	1,16	—	100,00	0,25
13	Seifen bei Weissenstadt	61,13	15,65	3,10	—	—	79,88	0,20
14	Neudorf a. H.	75,31	19,92	3,58	0,45	0,41	100,24	0,19
15	Tirpersdorf	75,90	20,50	3,60	—	—	100,00	0,18
16	Rothau, Abbau Gerhardschacht ..	66,76	23,42	2,89	0,87	6,06	100,00	0,175
17	Pechtelsgrün/Erzgebirge 50 m Sohle	71,58	23,20	2,50	0,24	2,47	100,02	0,13
18	Puits Kerfone, Fougère	73,01	23,53	2,04	0,85	0,59	100,05	0,11
19	Rooiberg, Transvaal aus einer Zinn- pipe	74,40	14,1	1,2	7,1	2,7	99,5	0,085
20	Puits Kerfone, Fougère NW-Frank- reich	74,18	23,78	0,98	0,10	0,34	99,98	0,05

	Fundort	WO ₃	FeO	MnO	CaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	R ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Sc ₂ O ₃	SnO ₂	Summe	H/F
1	Zinnwald, Fallort 151	70,47	8,91	6,96	14,85	0,3	0,4	0,67	—	0,08	—	—	102,65	5,4
2	Zinnwald, Fallort 150	71,56	10,21	12,30	5,53	0,6	0,8	0,33	—	0,08	0,4	—	101,81	4,0
3	Zinnwald, Sudetensohle	71,95	9,85	13,42	4,43	0,4	0,8	0,25	—	0,06	0,3	—	101,46	4,0
4	Cerro Pokocuni, b. Huanuni/Boliv. . .	73,43	8,58	14,28	0,15	0,85		—	2,90	—	—	—	100,19	1,74
5	Zinnwald, Fallort 151	74,99	10,42	13,50	1,07	0,4	—	—	—	0,03	0,2	—	100,61	1,7
6	Zinnwald, Eichhornsohle	75,16	9,30	12,52	2,81	0,5	0,3	0,19	—	0,04	0,43	—	102,25	17 ca.
7	Zinnwald	75,41	9,34	14,00	0,55	0,50		0,15	—	—	—	0,18	100,13	1,65
8	Zinnwald, Steigort 67a. ca 40 m flach ü. Sudetensohle	74,91	9,94	11,85	2,85	0,5	0,2	—	0,12	0,42	0,3	—	101,09	1,5
9	Uncia Llagua/Boliv.	74,02	12,21	12,75	0,72	—	—	—	0,37	—	—	—	100,07	1,4
10	Zinnwald, Bünaustollensohle	76,73	8,70	11,23	2,62	0,6	0,7	0,30	0,18	0,04	0,3	—	101,52	1,32
11	Los Condores/Boliv.	69,65	11,36	10,67	1,14	0,57		—	2,46	—	—	—	95,85	1,14
12	Zinnwald, Bünaustollensohle	77,26	8,70	8,0	5,78	0,4	0,8	0,24	—	0,04	0,3	—	101,52	0,98
13	Churata/Boliv.	76,02	11,25	10,48	0,98	1,20	—	—	0,19	—	—	—	100,12	0,97
14	Sadisdorf, Kupfergrube	73,47	15,13	9,81	0,54	0,63		0,20	—	—	—	0,47	100,25	0,82
15	Veiga Orense, Spanien	75,05	16,50	7,05	0,52	0,60		0,17	0,24	—	—	—	100,13	0,46
16	Uncia Llagua/Boliv.	74,80	18,40	5,16	0,12	0,70		0,18	0,60	—	—	—	100,06	0,3
17	Sadisdorf, Kupfergrube	73,15	19,20	3,48	2,50	—	—	—	0,95	—	—	—	100,00	0,25
18	Baja Sprie/Rum.	76,0	21,15	1,55	0,32	0,31		—	0,50	—	—	—	99,83	0,074
19	Boulder Cy, Nederland/USA	74,37	22,47	1,48	0,09	0,10		0,15	1,36	—	—	—	100,02	0,043
20	Chicote Grande/Boliv.	74,82	22,72	0,91	0,19	—	—	—	2,90	—	—	—	101,54	0,041
21	Lakes Mine, Nederland/USA	73,88	23,51	0,47	0,41	0,38		—	1,40	—	—	—	100,05	0,022

Elemente Eisen, Mangan, Niob, Tantal und Scandium für die geochemische Deutung wichtig sei. Hierüber unterrichten Tabellen 2 und 3.

Auf die Aufnahme älterer Ergebnisse wurde verzichtet, weil entweder die Herkunft der Proben nicht genügend exakt belegt war oder Unklarheit über die verwendeten Analysenmethoden bestand. Zusammenstellung älterer Analysen finden sich in der Literatur (z. B. *Doelter*).

Unsere Untersuchungen ergaben, dass es ausserordentlich wichtig ist, vor allem einwandfreies Analysenmaterial zu gewinnen, das nicht mit anderen Mineralien verwachsen ist. Das Material der vorgelegten Analysen wurde unter dem Binokularmikroskop ausgelesen. Damit gelang es, die oft sehr engen Verwachsungen mit Scheelit auszuschalten mit Ausnahme der äusserlich völlig homogen erscheinenden Wolframite pneumatolytischer Verdrängungslagerstätten, die stets Scheelit und sekundären Hübnerit in oft nicht unbeträchtlicher Menge und aller engster Verwachsung enthalten.

Die vorgelegten Analysen beziehen sich auf lagerstättenkundlich gut untersuchte und hinsichtlich ihrer Bildungstemperaturen genügend bekannte Lagerstätten. Dabei ergab sich, dass das Verhältnis $\text{Fe} : \text{Mn}$ deutlich abhängig ist von der Bildungstemperatur des betr. Wolframits. Zweckmässiger ist es, nach einem Vorschlag von *Oelsner* hier für den Quotienten Hübnerit : Ferberit-Molekül den H/F-Wert einzuführen. Die Wolframite höchster Bildungstemperaturen besitzen H/F-Werte von etwa 1–1,5. Mit sinkender Bildungstemperatur sinkt auch der H/F-Wert bis zu fast reinen Ferberiten ab.

Der Mechanismus der Eisen—Mangan—Verteilung in den Wolframiten ist zweifellos durch Platzaustausch von Ionen des zweiwertigen Eisens mit denen des zweiwertigen Mangans zu erklären. Die Ionenradien liegen bei $\text{Fe}(2) = 0,83$ und $\text{Mn}(2) = 0,91$, d. h. innerhalb der bekannten Grenze von 10%. Nach den Messungen von *K. Broch* erfolgt der Einbau von Mangan in das Gitter des Eisenwolframits so, dass nur eine Dehnung in der $a\ b$ — Ebene der Zelle erfolgt, während in Richtung der c -Achse die Abstände nahezu unverändert bleiben. Der Eintritt von Mangan in das Gitter bewirkt ferner die in ihrem Ausmass geringe Deformation des Achsenkreuzes zum monoklinen Typ.

Neben der Diskussion des Einbaues von Mischungskomponenten in Mineralien ist es für geologische Betrachtungen notwendig, soweit als möglich auch thermo-dynamische Bewegungen hinzuzuziehen. Insbesondere muss auch die Frage der Energiebilanz der Kristallentstehung geklärt werden, d. h. wir müssen versuchen, die Gitterenergie zu ermitteln. Hierzu kommen vor allem 2 Verfahren in Betracht : man kann einmal die Rechnung durchführen an Hand des *Bornschen* Kreisprozesses, sofern genügend Daten bekannt sind. Ferner kann man das von *Fersman* entwickelte Verfahren der Berechnung der Gitterenergie mit Hilfe der EK-Werte anwenden. Für Manganwolframit ergibt sich nach dem *Bornschen* Kreisprozess eine Gitterenergie von 6317 Kcal/mol, nach den EK-Werten von 7 050 Kcal/mol. Für Eisenwolframit lauten die entsprechen-

den Werte 6 365 bzw. 7 100 Kcal/mol. Die Werte stimmen also befriedigend überein. Die folgende Tabelle 4 gibt die Gitterenergie der verschiedenen Wolframate an (Berechnung nach EK-Werten).

Wolframat	Gitterenergie
Li	6680
Na	6650
Mg	7100
Ca	6980
Ba	6880
Pb	6980
Mn	7050
Fe	7100
Co	7100
Ni	7100
Be	7300
Zn	7090

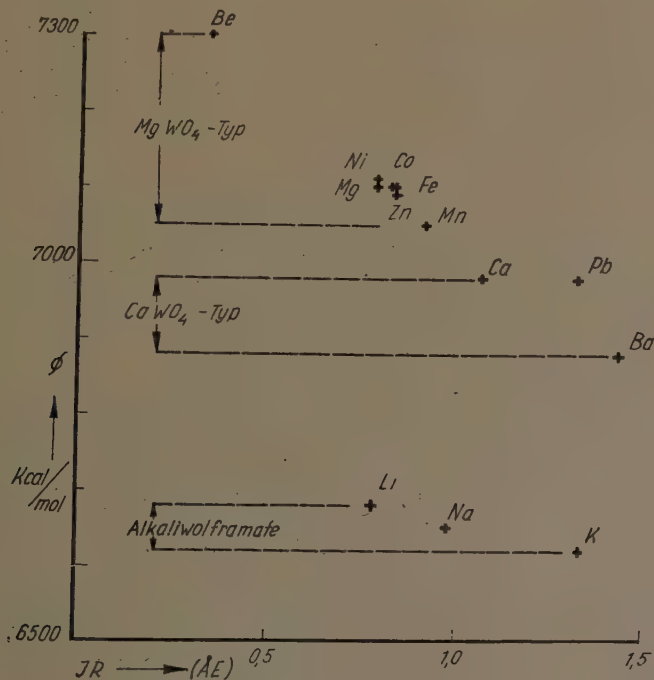


Abb. 1

Bemerkenswert ist, dass alle tetragonalen Wolframate Gitterenergien unter 7000 Kcal/mol bis ca. 6800 Kcal/mol besitzen, während die monoklinen, den Wolframiten isotypen Verbindungen Werte zwischen 7000–7300 Kcal/mol aufweisen. Bleiwolframat nimmt eine Mittelstellung ein. Es ist als Raspit monoklin, *nicht* isotyp mit Wolframit und als Stolzit tetragonal (*nicht* isotyp mit CaWO₄) (s. Abb 1). Das Wolframat des dreiwertigen Eisens Fe₂(WO₄)₃ müsste eine Gitterenergie von ca. 20 000 Kcal/mol besitzen, ein Wert, der völlig aus der Reihe herausfällt. Tatsächlich existiert dieses Wolframat auch nicht.

Der Einbau von Niob und Tantal in das Wolframitgitter lässt sich auf folgende Weise erklären: die rhombische Elementarzelle des Columbit hat die Abmessungen

$$a_0 = 14,23 \text{ AE,}$$

$$b_0 = 5,73 \text{ AE,}$$

$$c_0 = 5,08 \text{ AE.}$$

Für Wolframit betragen diese Werte

$$a_0 = 4,78,$$

$$b_0 = 5,73,$$

$$c_0 = 4,98$$

bei nahezu rhombischem Gitterbau.

Wie man sieht, entsprechen sich die Werte für b_0 vorzüglich, für c_0 liegen sie ebenfalls innerhalb der Fehlergrenzen, für a_0 ergibt sich, dass diese Kante bei Wolframit $1/3$ derjenigen des Columbits ist ($3 \cdot 4,78 = 14,34$). Drei mit der b c - Ebene aufeinander liegende Wolframitgitter haben also den gleichen Raumbedarf wie eine Columbitzelle.

Der Fall des Einbaues von Niob und Tantal ist also kein Beispiel für eine Ionenisomorphie, sondern wir müssen diesen Fall betrachten als eine anormale Mischkristallbildung in einem System mit nur teilweiser Strukturanalogie bedingt durch affine Netzebenenpaare. Die von *Breithaupt* vor über 100 Jahren festgestellte Verwandtschaft zwischen Wolframit und Columbit findet hier ihre theoretische Erklärung.

V. M. Goldschmidt hat seinerzeit die Vermutung geäußert, dass der Einbau von Scandium in Wolframite gekoppelt sei an den gleichzeitigen Einbau von Niob dergestalt, dass in das Eisen-Wolframat-Molekül Scandium-Niobat-Molekül eingelagert würde. Experimentell ergab sich hierzu folgendes:

Sowohl Eisen-Niobat wie Mangan-Niobat lassen sich durch Zusammensintern der Oxyde mühelos herstellen. Die Herstellung von Scandium-Niobat auf diesem Wege war, wie röntgenographisch festgestellt werden konnte, nicht möglich. Eine Berechnung der Gitterenergiewerte ist nach dem *Bornschen* Kreisprozess nicht möglich, da hierzu einige Daten fehlen. Auf der Basis der EK-Werte ergibt sich für Eisen-Niobat eine Gitterenergie von 9900 Kcal/mol, für Mangan-Niobat 9850 Kcal/mol. Für Scandium-Niobat $\text{Sc}_2(\text{Nb}_2\text{O}_6)_3$ wären 30 000 Kcal/mol erforderlich, d. h. ein sehr hoher, von dem der bekannten Niobate völlig abweichender Wert, der es als ausgeschlossen erscheinen lässt, dass das Scandium-Niobat im Columbittyp kristallisiert, wenn es überhaupt existenzfähig sein sollte, was ohnehin zu bezweifeln ist.

Nach den bisherigen Anschauungen ist Wolframit ein typisches Mineral der pegmatitisch-pneumatolytischen Paragenesen. Sowohl die Untersuchungen im Erzgebirge wie die Feststellungen anderer Forscher, vor allem in Nord- und Südamerika, zwingen zur Annahme, dass Wolframit sich bei relativ niedrigen

Temperaturen des hydrothermalen Bereiches bilden könne, bis hinein in epithermale Paragenesen. Von uns durchgeführte Versuche, im Laboratorium hydrothermale Synthesen des Wolframits und des Ferberits durchzuführen aus Lösungen von Natriumwolframat und Eisen(2)karbonat, ergaben positive Ergebnisse bei Temperaturen von 100–150° und Drücken von 20–200 Atmosphären bei sorgfältiger Ausschaltung der Gegenwart von Sauerstoff. Damit wird auch von experimenteller Seite die Möglichkeit einer hydrothermalen Wolframiten-entstehung erwiesen.

Eine Durchsicht der Analysentabellen zeigt, dass Wolframite mit den heissesten Paragenesen, den Pegmatiten und Greisenstöcken Mangangehalte von etwa 4–12% MnO besitzen, d. h. H/F – Quotienten von 2–0,5. Mit abnehmender Bildungstemperatur nimmt der Mangangehalt kontinuierlich ab. Die kältesten Wolframitlagerstätten führen fast reine Ferberite oder – sehr vereinzelt – reine Hübnerite. Wie schon erwähnt, gelang es nicht, bei mikroskopischer Untersuchung noch homogene Wolframite zu finden mit Mangangehalten zwischen 10–20% MnO. Eine wiederholte Untersuchung der in den bekannten Analysentabellen von *Doelter* und *Hintze* aufgeführten Wolframiten mit derartigen Gehalten ergab stets folgendes: Wolframit mit ursprünglich mehr als 10% MnO ist stark zersetzt und von neugebildeten, oft gelförmigem Hübnerit durchsetzt. Isolierte Proben dieses sekundären Hübnerits ergaben, dass es sich dabei stets um nahezu formelreines Manganwolframit handelte. Daneben weisen diese Wolframite noch nicht unerhebliche Scheelitanteile auf. Äusserlich war auch mit der Lupe an den untersuchten Kristallen keinesfalls zu erkennen, dass so tiefgreifende Zersetzungen stattgefunden hatten.

Die Erklärung liegt wohl darin, dass Wolframit gegen Atmosphärien sehr beständig ist, dass aber kohlensaure oxydierende Wässer bei höheren Temperaturen und Drücken ihn angreifen. Dabei wird die mobilisierte Wolframsäure zum Teil durch Ca-Ionen als Scheelit gebunden, soweit nicht mit Mn(2)-Ionen Hübnerit entsteht. Eisen wird zum dreiwertigen Zustand oxydiert, indem es kein Wolframat zu bilden vermag, wie oben gezeigt wurde, und als wasserhaltiges Oxydhydrat ausgeschieden, meist aber als die am leichtesten lösliche Verbindung hinweggeführt. Zur Bildung von höher oxydierenden Manganionen sind die Lösungen nicht fähig. Bei weiterem Andauern dieses Zersetzungsprozesses wird dann auch der gebildete Scheelit mobilisiert. So erklären sich die vielen Pseudomorphosen, die wir gerade in Greisenstöcken und ähnlichen Lagerstätten kennen.

Während uns intermagmatisch ausgeschiedener Zinnstein bekannt ist, freilich ohne bedeutende Lagerstätten zu bilden, kennen wir magmatisch entstandenen Wolframit überhaupt nicht. Seine Entstehung beginnt im pegmatitischen Bereich und reicht bis zu hydrothermalen Lagerstätten ziemlich niedriger Bildungstemperatur hinunter, sowohl unter plutonischen wie unter subvulkanischen Bedingungen.

Das hier vorgelegte umfangreiche Analysenmaterial zeigt, dass eine Abhängigkeit von der Bildungstemperatur in dem Eisen-Mangan-Verhältnis ganz klar zum Ausdruck kommt, nicht dagegen eine Abhängigkeit von der regionalen Lage. Durch eingehende Differentialdiagnose der einzelnen Lagerstätten des Erzgebirges kann man zeigen, dass an Hand der Hübnerit-Ferberit-Quotienten eine Einordnung der einzelnen Wolframite in die Temperaturgruppen der Lagerstättenabfolge möglich ist.

Tabelle 5.

Lagerstättentyp	H/F-Wert
Pegmatitisch-deuterische Lagerstätten	1 — 2
Pneumatolytische Greisenbildungen	0,5 — 4 (?)
Pneumatolytisch-pegmatitische Quarzgänge	0,5 — 1
Quarzgänge m. Sulfiden	0,05— 0,5
Hydrothermale Gänge m. Sulfiden und epithermale Vorkommen	< 0,05

Diese Ergebnisse sind auf andere Wolframitprovinzen wie z. B. die bretonische, nordspanische, süd- bzw. nordamerikanische oder die sowjetischen Lagerstätten des Kaukasus und Transbaikalgabietes ohne weiteres übertragbar.

SCHRIFTTUM

- Broch, E. K.: Struktur der Wolframate vom Typ des Magnesiumwolframats, Skifter Oslo, Math.—Nat. Kl. 1929, Nr. 8.
- Chaszin, R. A.: Über den Zonenbau der isomorphen Ferberit-Hübnerit-Reihe der Wolframlagerstätten. Ber. Akad. Wiss. UdSSR (1949) 64, 117—119.
- Dunn, J. A.: Records Geol. Surv. India 73, 330—335 (1938). Kassiterit-Tungsten-ores of the Mawchi hills.
- Eberhard: Über die weite Verbreitung des Scandiums auf der Erde. Sitz. Ber. Berliner Akad. Wiss. (1908) 851, (1910) 404.
- Fersman: Über die geochem. genet. Klassifikation der Granit-Pegmatite. Min. Petr. Mitt. 41 (1931) 64.
- ders.: Polar Isomorphism. C. rend. Akad. URSS 1936, Nr. 3, 119—122.
- ders.: Anwendung der EK-Werte zur Bestimmung der Gitterenergie (russ.). Nachr. d. Akad. d. Wiss. der UdSSR 1935, 1425—1430.
- Geuther, A. und Forsberg, E.: Über kristallisierte wolframsaure Salze, insbesondere über künstlichen Wolframit.
- Lovering, T. S.: Origin of the Tungsten ores of Boulder City. Cal. Econ. Geol. (1941), 229—279.
- Li, K. G. und Wang, C. Y.: Tungsten, 2. Aufl. 1947 New-York.
- Oelsner, W. O.: Über erzgebirgische Wolframlagerstätten. Bericht d. Freiburger Geol. Ges. 20, 1944, 44.
- Tammann, G.: Reaktion von WO_3 auf bas. Oxyde. Zschr. anorg. Chem. 1925, 35.
- Tausson, L. W.: Zur Frage der Energetik der heterovalenten Isomorphie in Silikaten. Ber. d. Akad. d. Wiss. UdSSR (1950) 72, 347—350, übers. in Sowjetwissensch. 1950. Naturwiss. Abt. Heft 3, 136—139.

Fundort		WO ₃	FeO	MnO	CaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	R ₂ O ₃	SiO	Summe	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Cp ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	GeO ₂	SnO ₂	In ₂ O ₃	H/F
1	Schlaggenwald, Greisen des Schnödenstocks . .	73,80	11,61	13,70	—	0,34	0,52	0,07	0,24	100,28	0,008	0,02	0,01	0,005	0,001	—	0,02	0,002	0,02	Sp.	1,5
2	Zinnwald	74,45	9,56	11,38	2,35	0,87	0,75	0,74	0,36	100,46	0,09	0,20	0,10	0,040	0,02	0,005	0,28	0,002	0,1	++	1,27
3	Zinnwald	73,36	9,40	12,25	0,42	1,18	0,42	0,74	0,42	98,19	0,08	0,20	0,10	0,050	0,02	0,005	0,3	0,003	0,01	+	1,32
4	Schlaggenwald, Quarzhaube des Hubertusstockes	73,05	13,60	11,50	0,10	0,30	0,77	0,12	0,58	100,02	0,02	0,1	0,08	0,050	0,03	0,009	0,3	0,003	0,01	Sp.	1,06
5	Kupfergrube Sadisdorf, Innengreisen	73,22	15,30	9,88	0,21	0,41	0,43	0,52	0,50	100,53	0,05	0,08	0,05	0,030	0,01	0,008	0,3	0,003	0,1	+	0,79
6	Stangengrün	74,14	19,50	5,48	0,17	0,31	0,25	0,23	0,12	100,20	0,001	0,05	0,03	0,010	0,003	—	0,07	0,004	0,002	—	0,32
7	Luise Brunndöbra	74,05	19,35	4,95	0,18	0,10	0,05	0,09	1,26	100,03	—	0,005	0,003	—	—	—	—	0,001	0,05	?	0,29
8	Altenberg, Schubortsohle	72,30	19,80	4,70	0,71	—	—	0,67	2,39	100,57	0,05	0,20	0,15	0,100	0,05	0,008	0,15	0,005	0,01	Sp.	0,28
9	Schneeberg, Montanus	73,70	21,40	4,40	1,66	0,30	0,06	0,12	0,04	101,68	0,008	0,02	0,015	0,010	0,002	—	0,06	0,003	0,001	Sp.	0,27
10	Gottesberg, 20 m Sohle	74,30	20,20	4,18	0,35	—	—	0,29	0,93	100,25	0,09	0,08	0,03	0,010	0,005	0,001	0,05	0,005	—	?	0,23
11	Gottesberg, 70 m Sohle	72,50	20,20	3,92	0,58	—	—	0,28	2,69	100,57	0,08	0,08	0,05	0,010	0,005	0,001	0,05	0,002	—	?	0,22
12	Zschorlau, Bergsegen III.	72,75	18,80	3,88	0,01	0,18	0,16	0,12	4,05	99,95	0,01	0,02	0,02	0,010	0,003	—	0,08	0,002	—	—	0,21
13	Ehrenfriedersdorf, Prinzler Gang 3, 1 Gez. Str.	74,10	20,10	3,73	0,27	0,34	0,43	0,52	0,34	99,83	0,005	0,08	0,03	0,010	0,005	0,002	0,09	0,008	0,1	Sp.	0,20
14	Schlaggenwald, Stollensohle Wilhelmschacht .	74,41	20,75	2,65	0,85	0,18	0,12	0,05	3,48	102,49	0,002	0,02	0,01	0,003	—	—	0,01	0,002	0,05	?	0,14
15	Oberrothau	74,20	20,55	2,84	1,25	0,22	0,38	0,12	0,50	99,06	0,008	0,01	0,007	0,003	—	—	0,06	0,005	0,001	—	0,11
16	Pechtelsgrün, 50 m Sohle	75,58	21,46	1,67	0,78	0,30	0,15	0,10	—	100,04	0,02	0,04	0,03	0,020	0,004	—	0,1	0,005	0,001	Sp.	0,071
17	Tirpersdorf, Gertrud Fdgr. Bohrg.	74,49	23,17	1,83	0,10	0,25	0,18	0,08	0,10	100,20	0,007	0,01	0,007	—	—	—	0,02	0,001	—	?	0,07
18	Schneeberg, Martin Römer	75,04	23,10	1,04	0,18	0,16	0,04	0,10	0,38	100,04	0,01	0,03	0,02	0,010	0,002	—	0,08	0,004	0,001	—	0,047

ZUSAMMENFASSUNG

Durch Kombinierung von gewichtsanalytischen, titrimetrischen, colorimetrischen und spektrochemischen Verfahren wurde eine Analysenmethode entwickelt, die gestattet, alle Komponenten des Wolframits zu bestimmen. (Ergebnisse der neuen Analysen in Tab. 1—2—3.)

Es ergab sich, dass das Verhältnis $\text{Fe} : \text{Mn}$ deutlich von der Bildungstemperatur abhängig ist. Auf Grund des Oelsnerschen Hübnerit-Ferberit-Quotienten können die Wolframite in Temperaturgruppen eingeordnet werden (Tab. 5). Wolframite mit Mn-Gehalten zwischen 10—20% MnO zeigten sich stets als inhomogen, stark zersetzt und von neugebildetem, oft gelförmigem, nahezu formalreinem Hübnerit durchsetzt. Offenbar wird der bei gewöhnlicher Temperatur sehr widerstandsfähige Wolframit bei höheren Temperaturen und Drucken durch Kohlensäure oxydierende Wässer angegriffen, wobei die mobilisierte Wolframsäure als Hübnerit und Scheelit gebunden und das Eisen zum dreiwertigen Zustand oxydiert und somit meist hinweggeführt wird.

Es wurden die Gitterenergien der verschiedenen Wolframate nach den *Fersmanschen* EK-Werten und nach dem *Bornschen* Kreisprozess festgestellt, wobei sich für Hübnerit 7050, bzw. 6317 Kcal/mol, für Ferberit 7100, bzw. 6365 Kcal/mol ergab. Die nach den EK-Werten berechneten Gitterenergien der anderen Wolframate sind in Tab. 4 zusammengefasst, aus der ersichtlich ist, dass diejenigen aller tetragonalen Wolframate unter 7000, die der monoklinen zwischen 7000—7300 Kcal/mol liegen. Bleiwolframit, der bekanntlich monoklin (*Rasplit*) und tetragonal (*Stolzit*) kristallisiert, nimmt eine Mittelstellung ein.

Der Einbau von Niob und Tantal in das Wolframitgitter lässt sich nicht als Ionenisomorphie, sondern als eine anormale Mischkristallbildung mit teilweiser Strukturanalyse deuten: die Abmessungen der Elementarwelle des Columbits und Wolframits sind in der Kantenrichtung b_0 und c_0 etwa gleich; Kante a_0 ist aber bei Wolframit $\frac{1}{3}$ derjenigen des Columbits.

Die von *V. M. Goldschmidt* angenommene Vermutung bezüglich des Einbaues von Scandium in den Wolframiten als Scandium-Niobat-Molekül kann nicht als richtig angenommen werden, da sich für letztere eine viel grössere Gitterenergie (etwa 30 000 Kcal/mol) ergab als für Eisen- und Mangan-Niobat (9900 bzw. 9850 Kcal/mol berechnet aus den EK-Werten). Demnach ist es fraglich, ob Scandium-Niobat überhaupt existenzfähig ist.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОЛЬФРАМИТОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ УЧЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ф. Лейтвейн

Резюме

Смешанные, изоморфные минералы в природе являются весьма частыми. Ферберит и гюбнерит — минералы вольфрамита — подобно полевым шпатам образуют изоморфный ряд. По новейшим исследованиям ферберит (FeWO_4) кристаллизуется в ромбической, а гюбнерит (MnWO_4) в моноклинной системе. В этом случае сходство такое же как и с моноклинными и триклинными полевыми шпатами, при низкой температуре.

Можно наблюдать, что при высокой температуре отношение $\text{MnWO}_4 : \text{FeWO}_4$ отодвигается в сторону гюбнерита, а при низкой температуре, в противоположность этому, вольфрамит почти полностью состоит из ферберита. Это обстоятельство объясняется ионным радиусом Mn^{++} и Fe^{++} , где Mn^{++} , вследствие его большей объемной потребности, при низких температурах не может в такой мере входить в решетку вольфрамита, и последний таким образом становится более богатым ферберитом.

Если в парагенезисе вольфрамит также участвует, то установление этого факта дает возможность выяснения температурных условий данной рудной залежи.

DAS VORKOMMEN VON SPURENMETALLEN IN ORGANOGENEN SEDIMENTEN

Von

F. LEUTWEIN.

Bergakademie Freiberg/Sa—DDR

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 11. XII. 1951

Die vorliegenden Ausführungen haben das Ziel, über die Gehalte an Spurenmetallen in Faulschlamm- und Gytjtja-Bildungen, vor allem aus marinen Bereichen zu berichten. Der Arbeit liegen zumeist Profilserien oder Haufwerksmuster zu Grunde, die bewusst nach den Regeln der bergmännischen Probenahme genommen wurden, um einwandfreie Durchschnittsgehalte zu ermitteln. Die Analysen selbst — es handelte sich um einige 1000 Bestimmungen — wurden lösungsspektralanalytisch durchgeführt. Daneben wurden in jedem Vorkommen noch mehrere Proben rein chemisch analysiert zur Kontrolle der Analysengenauigkeit. Die Übereinstimmung der erhaltenen Werte war stets vollkommen befriedigend.

In den erwähnten organogenen Gesteinen sind die Metalle Vanadin und Molybdän, aber auch Nickel und Kupfer besonders bezeichnend. Ihre Bestimmung erschien daher ebenfalls wichtig.

In magmatischen Gesteinen herrschen stets relativ hohe Reduktionsgrade, Eisen ist zumeist zweiwertig, Vanadin und Molybdän drei- bzw. vierwertig. Das dreiwertige Vanadin hat den Ionenradius 0,65, der ungefähr dem des dreiwertigen Eisens (0,67) und vierwertigen Titans (0,64) entspricht. Es ist daher nicht verwunderlich, dass es besonders im magmatischen Frühstadium in Magnetit eingelagert wird, soweit es nicht in die dunklen eisenreichen Silikate eintritt. Als Sulfid liegt es nicht vor, hat auch keine Verwandtschaft zu den in diesem Bereich ausgeschiedenen Sulfiden (wie z. B. Magnetkies). Nach der Einteilung von V. M. Goldschmidt ist es als lithophil zu bezeichnen. In metallurgischen Prozessen verschlackt es normalerweise.

Ganz anders das Molybdän. Mit seiner hohen Ladung passt es in das Magnetitgitter nicht, auch überwiegt seine Verwandtschaft zum Schwefel bei weitem die zum Sauerstoff. In magmatischen Frühausscheidungen fehlt es daher ganz, es tritt — praktisch ausschliesslich — als Sulfid im pegmatitisch-pneumatolytischen Bereich auf, wobei allerdings die Bildung mit Molybdänglanz auch bis in die hydrothermale Phase hineinreichen kann. Von einem Zusammengehen mit Vanadin ist im magmatischen Zyklus nichts zu spüren.

Im sedimentären Bereich werden Unterscheidungen wie Lithophil, Chalkophil etc. sinnlos. Wir teilen mit V. M. Goldschmidt die Elemente ein in die

Begleiter der Evaporat-, Karbonat- und Hydrolysatgesteine und trennen darin die Cruppen der kleinen, hochgeladenen Ionen ab, die zumeist wegen ihrer stark polarisierenden Wirkungen als Sauerstoffkomplexe, als Anionen eine wesentliche Rolle spielen, besonders offenbar bei biogenen Prozessen.

Im sedimentären Bereich sind Druck und Temperatur zumeist niedrig, der Oxydationsgrad dagegen hoch. Die Elemente liegen zumeist in ihren höchsten Wertigkeitsstufen vor, Vanadin und Molybdän als fünf- und sechswertig mit Ionenradien um etwa 0,5 AE. — zumeist treten sie, wie schon gesagt, nicht als einfache Ionen, sondern als grössere komplexe Anionen auf.

Durch die Arbeiten von *Krejci—Graf* (1936) und *Treibs* (1935) wissen wir heute, dass Vanadin eine gewisse Rolle als lebenswichtiges Element bei manchen Pflanzen und Tieren spielt. Das beruht wahrscheinlich darauf, dass es wegen des leichten Wechsels der Oxydationsstufe als Sauerstoffüberträger in dem betr. Organismus wirkt. *Treibs* gelang der Nachweis, dass Vanadin-komplexe noch in den aus bituminösen Substanzen wie Erdöl usw. isolierbaren Porphyrinen nachweisbar sind. Sie sind letzten Endes aufzufassen als Abbau-produkte der noch komplizierter gebauten Stoffe wie Hämoglobin, Chlorophyll etc. Dass dieses Element in Erdöl und Ölschiefern vorkommt, ist somit verständlich. Für Molybdän dürfte ähnliches gelten, obwohl dies für tierische Organismen offenbar nicht besonders lebenswichtig ist. Pflanzen brauchen es in Spuren, soweit wir von rezentem Material aus schliessen dürfen.

Über das Vorkommen von Vanadin in Sedimentsgesteinen sind wir durch die Arbeit von *Jost* (1932) gut unterrichtet. Es kommt angereichert vor

1. in oxydischen, oolithischen Eisenerzen und Bauxiten (1—3 kg/t),
2. in allen Tonschiefern (10—100 g/t),
3. in bituminösen Tonschiefern aus Sapropel-Fazien (100 g — 5 kg/t).

In Kalken fehlt es.

Ergänzend sei dazu bemerkt, dass Molybdän in oxydischen Eisenerzen ebenso wie in Kalken fehlt. Zusammen mit Vanadin tritt es vor allem in bituminösen Tonschiefern auf. Tongesteine aus sauerstoffreicher Fazies enthalten eventuell Spuren Vanadin, niemals aber nachweisbare Mengen Molybdän. Auch können wir feststellen, dass marine Bildungen stets mehr Vanadin enthalten als limnische. In Glazialtonen aus Seen und Flüssen etc. fehlt es meist.

Zumeist fehlen beide Elemente normalerweise auch in Kohlengesteinen. Diese sind ursprünglich aus Torffazies entstanden, in der ganz andere chemische Bedingungen herrschen, als zur Abscheidung dieser Metalle erforderlich. Nur dort, wo — meist lokal — Faulschlammfazies im Moor auftrat, fanden wir nennenswerte Vanadin- und Molybdänanreicherungen in der Kohle. Die zumeist durch stark saure Reaktion und nicht völlige Freiheit von Sauerstoff gekennzeichnete geochemische Torffazies ist zur Abscheidung dieser Elemente wenig geeignet. Wo es in Kohlen vorkommt, ist es bezeichnenderweise besonders im Durit-Anteil angereichert.

Im Gegensatz zum magmatischen Kreislauf gehen beide Elemente hier also weitgehend zusammen und reichern sich in Faziesbereichen an, die wir als Sapropel- oder Faulschlammfazies kennzeichnen. Solche Gebiete kennen wir heute z. B. am Schwarzen Meer oder aus manchen Teilen der Nord- und Ostsee.

Dies sind Gebiete, in denen eine stagnierende, an Schwefelwasserstoff gesättigte Wasserschicht am Boden vorhanden ist, in der keine Verwesung von Organismenresten stattfindet und Sauerstoff fehlt, in der — also typische Verfaulungsprozesse unterstützt von Eiweiss zersetzenden Bakterien stattfinden; in diesen Gebieten liegt das Anreicherungsoptimum dieser Metalle. Derartige Gebiete entstehen vor allem dort, wo eine spezifisch leichte, salzarme Wasserschicht über einer salzreicheren, schwereren lagert und Wellen und Meeresströmungen nicht tief genug hinabreichen, um beide zu vermischen. Dies tritt vor allem ein, wenn das Bodenwasser durch Schwellen abgeschlossen ist, die eine Tiefenzirkulation verhindern.

An der Grenze zum belüfteten Oberflächenwasser entsteht eine Zone regen Bakterienlebens von aeroben Typen, die freie Schwefelsäure produzieren, durch die hier pH-Werte bis zu pH3 vorkommen können. Das normale Meerwasser reagiert neutral bis schwach alkalisch. Im Bodenwasser kommen evtl. noch stärker alkalische Reaktionen vor.

Die Sedimente derartiger Gebiete sind stets reich an organischer Substanz, ausserdem enthalten sie gewisse Mengen von Schwefeleisen als Pyrit in feinsten Verteilung. Die aus den organischen Stoffen stammende Schwefelmenge ist — zusammen mit den von Bakterien aus den Sulfaten des Meerwassers erzeugten Sulfidionen gross genug, um das Bodenwasser schwefelwasserstoffhaltig zu machen. Biostratonomisch gesehen, sind solche Meeresteile stets Todesbereiche. Abgesehen von den anaeroben Bakterien können Lebewesen hier nicht existieren.

Physikalisch-chemisch gesehen, ist die Sapropelfazies also dadurch charakterisiert, dass über dem Sediment, irgendwo im freien, aber stagnierenden Wasser, sich eine Schicht befindet, bei der die Azidität und das Redoxpotential sowie der H_2S -Gehalt sich sprunghaft ändern. Wie mächtig dabei die Bodenwasserschicht ist, spielt zunächst keine Rolle.

In manchen glazialen Seen ist die sauerstoffreiche Zone nur einige Meter mächtig, im Schwarzen Meer immerhin einige hundert Meter. In den erwähnten Seen schwankt ihre Höhe übrigens mit der Jahreszeit. Auch in der Ostsee kennen wir Stellen, bei denen nur zeitweilig eine sauerstoff-freie Bodenwasserschicht vorhanden ist.

Unter gewissen Voraussetzungen wandert diese Grenzschicht soweit hinunter, dass sie unter die Sedimentoberfläche geht, also in den obersten, stark von Wasser durchtränkten Bereich des Bodenschlammes. Dann werden die obersten Centimeter oder Dezimeter des Sediments zwar oxydiert werden — kenntlich am Auftreten braunen Eisenoxydhydrates —, in der Tiefe wird

das Sediment — meist scharf abgesetzt — blauschwarz erscheinen und nach H_2S riechen. Eine derartige Fazies, die an der Ostsee, im Nordseewatt und in manchen Südwasserseen auftritt, nennen wir Gyttja. Über die chemischen Verhältnisse dieser beiden Faziesarten sind wir durch die Arbeiten von Trofimoff und Archangelski gut unterrichtet. Ihre Ergebnisse zeigt das folgende Diagramm :

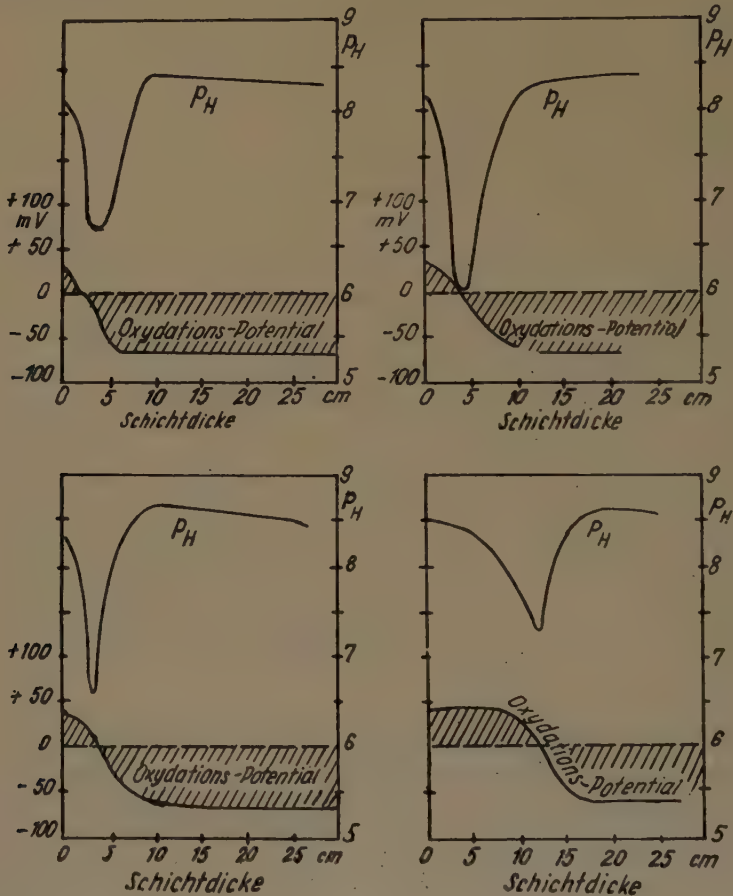


Abb. 1

In der Gyttja herrschen andere Verwesungsverhältnisse als im Sapropel. Auch hier sind die Sedimente oft noch reich an organischem Material, besonders wenn die Sedimentation schnell erfolgt und damit die Sulfidzone schnell nach oben rückt. Gerüsteiweißstoffe bleiben lange erhalten, Fette gehen in Leichenwachs und Kerogen über, so dass das Verhältnis von C : N über 1 : 10 liegt. Auch die chemischen Ausfällungs- und Anreicherungsprozesse verlaufen anders. Vanadin und Molybdän sind nicht mehr so bezeichnend wie Phosphor und Nickel, die hier besonders angereichert werden.

Falls keine Änderung der Wassertiefe, der Sedimentationsgeschwindigkeit und der Sauerstoffbilanz eintritt, ist es im wesentlichen eine Frage der Sedimentationsgeschwindigkeit, ob in der oberen Zone die organische Substanz abgebaut wird und schliesslich ein brauner Tonschiefer entsteht oder ob die Sulfidzone nach oben rückt, das dreiwertige Eisen reduziert und damit Gesteine entstehen, die äusserlich von schwarzen Sapropelsedimenten nicht unterscheidbar sind. Natürlich wird man auch Übergänge beider Zonen ineinander beobachten, beide sind aber sehr scharf dadurch unterschieden, dass nur in der Gytjtafazies höhere Lebewesen auf dem Boden existieren können. Das Vorkommen von Kriechspuren von Würmern in bituminösen Sedimenten, z. B. ist als direkter Beweis der Gytjtafazies anzusehen. Solche Funde kennen wir auch aus einzelnen Schichten der silurischen Alaun- und Kieselschiefer Thüringens, die bisher für reine Sapropelsedimente gehalten wurden. Makroskopisch und im Mineralbestand können also in beiden Faziesbereichen gleichartige Gesteine entstehen. Da bei der Sedimentation selbst aber ganz verschiedene geochemische Bedingungen herrschten, werden sich die Gesteine hinsichtlich ihrer Spurenmetalle unterscheiden. Natürlich muss man sich dabei auf die Untersuchung von Profilen aus dem gleichen Sedimentationszyklus beschränken. Die Aussage gilt nur, soweit sich das Einzugsgebiet des betr. Sedimentationsraumes nicht wesentlich änderte. Wichtiger als das Auftreten oder Fehlen eines Elementes ist die Verfolgung des relativen Verhältnisses der verschiedenen Spurenmetalle zueinander. Vor allem in küstennahen Gebieten, im Flachmeer, ganz besonders aber im Bereich von Ebbe und Flut können sich lokal die Verhältnisse sehr schnell ändern, so dass im Streichen der Schichten keinesfalls Horizontalbeständigkeit zu herrschen braucht. An der heutigen Nordseeküste z. B. beobachten wir normalerweise das Nebeneinander von Gytjtafazies und völlig durchoxydierten H_2S -freien sandigen Schichten, im Ostseebecken kennen wir Stellen — z. B. am Bornholm-Tief, wo manche Jahre Sapropel, manchmal längere Zeit Gytjtafazies, herrscht.

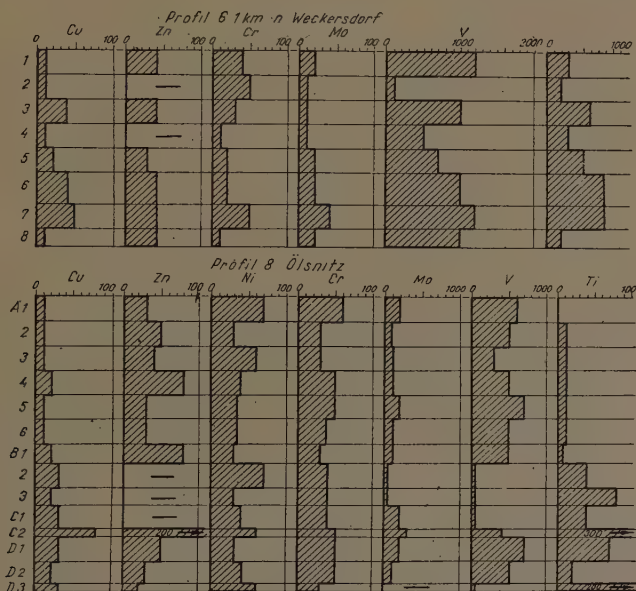
Als Beispiel diene die folgende Tabelle rezenter Proben (Metallgehalte in g/t):

Nr.	Proben aus Nord-und Ostsee Fundort	V	Mo	Cu	Ni	% C organ.	Au
1	Gotland-Mulde	100	30	30	70	3,4	0,7
2	Bornholm-Becken	60	Sp	40	100	0,5	0,7
3	Bornholm-Becken	80	40	60	80	5,9	0,5
4	Nordfjord	80	20	50	60	5,6	1,7
5	Ulvesund	20	30	40	10	n. best.	0,7
6	Drontheimfjord	80	10	40	10	3,1	2,5
7	Nord-Rauen	100	10	50	50	1,6	2,5

Metall in g/t

Es handelt sich um tonig sandige Sedimente mit unwesentlichem Karbonatgehalt. In den Proben 1—3 herrscht gelegentlich Gytjtjafazies, so z. Z. der Probenahme, die Proben 5—7 stammen aus zweifelsfrei ständigen Sapropelgebieten. Die hohen Nickelgehalte, die fast die Höhe der Vanadinwerte erreichen, sind wahrscheinlich auf den zeitweiligen Gytjtja-Charakter zurückzuführen.

Zur näheren Klärung der Metallführung in Sedimentgesteinen werden Profilerien aus den bekanntesten Vorkommen bituminöser, kohlenstoffreicher Schichten untersucht. Dabei werden Proben verschiedensten geologischen Alters



Graphische Darstellung einiger Analysenergebnisse von Profilen

Mengenangaben in g/t

Abb. 3

analysiert, — von den schon erwähnten rezenten Proben reicht das Analysenmaterial bis zu Gesteinen silurischen Alters. In allen Fällen werden Gehalte an Vanadin, Molybdän, Nickel u. a. m. gefunden, die die normalen Durchschnittshäufigkeiten dieser Elemente z. T. erheblich übertreffen. Die folgenden Profilerien mögen einen Überblick über die Ergebnisse geben.

Das folgende Kärtchen gibt eine Darstellung der regionalen Verteilung der silurischen Kiesel- und Alaunschiefer Ostthüringens und ihre Vanadin- und Molybdängehalte. (Siehe Abb. 2) Diese Karte wie die oben angeführten Analysen wurden vom Verfasser 1950 veröffentlicht.

Über die Verteilung der Spurenmetalle innerhalb einiger Profile aus dem thüringischen Gotland, typischen schwarzen Kiesel-schiefern mit teilweise

reichlicher Grapholithenführung unterrichten die folgenden Zeichnungen. (Abb. 3 und 4)

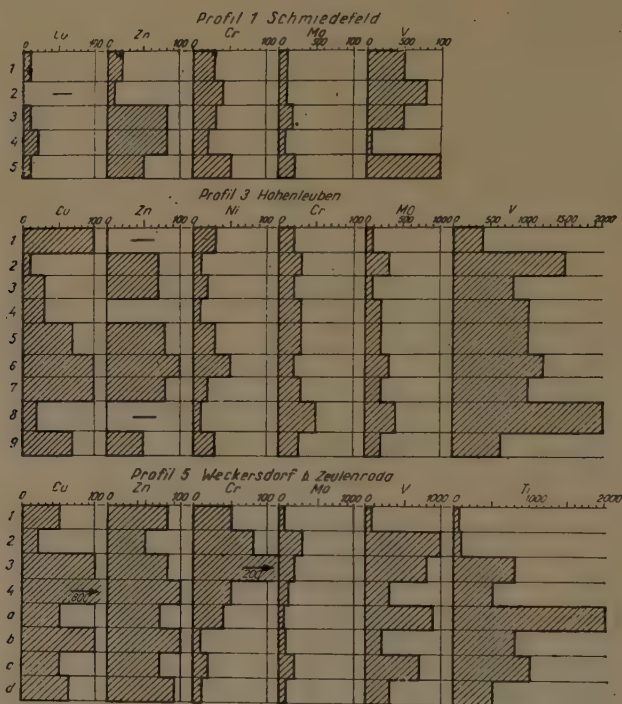


Abb. 4

Aus dem Karbon stammt das folgende Profil von Arnsberg/Westf. Es umfasst eine ca. 16 m mächtige Serie von schwarzem Tonschiefer, z. T. auch Alaunschiefer.

Nr.	m	Mn	Ni	Cu	V	Mo	Cr
1	2	0,05	400	30	100	20	70
2	2	> 0,1	400	20	120	20	90
3	2	> 0,1	300	20	100	10	90
4	1,5	> 0,1	300	20	150	20	90
5	2,0	0,05	200	10	100	—	60
6	2,0	0,07	400	20	40	—	60
7	2,0	0,02	200	10	70	—	70
8	1,3	0,04	700	50	70	—	60
9	1,0	0,04	500	20	80	20	40

Aus der Trias stammen einige süddeutsche Proben, zumeist aus den liegenden Vitriolschiefen bis zum Bonebed.

suchten Gebieten feststellen kann, jedenfalls soweit es sich um den primären Gehalt an organischer Substanz handelt. Bei Verwitterungsvorgängen werden die Schiefer oft entkohlt, ohne dass die Spurenmetalle ebenfalls entfernt werden.

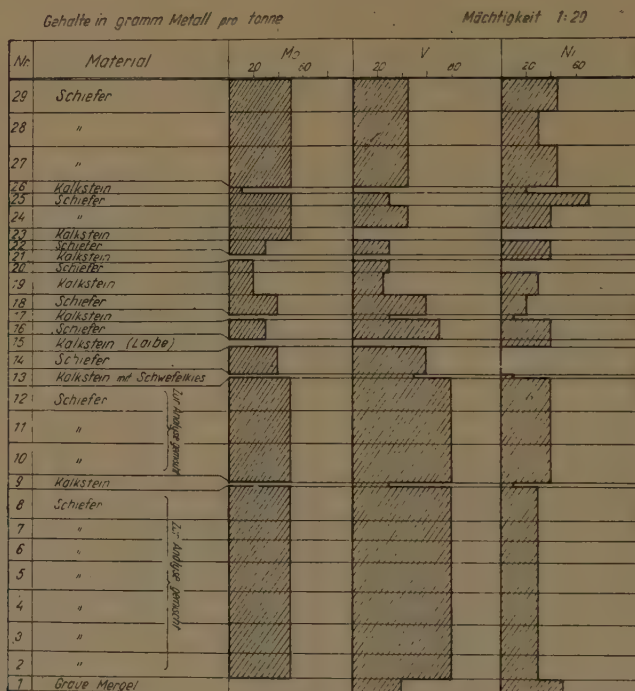


Abb. 6

Die folgenden Analysen stammen vom Verfasser. Sie wurden erstmalig von Brockamp 1941 veröffentlicht.

Nr.	% Bitumen	g/t Mo	g/t V	g/t Ni
1	ca. 5%	—	10	80
2	8%	10	30	50
3	18%	80	50	10
4	20%	50	80	—
5	25%	50	120	—

Die Untersuchung der bituminösen Schiefer aus dem alpinen Eozän ergab ebenfalls bemerkenswerte Spurenmetallgehalte. Sie sind hier um so interessanter, als die Proben aus dem limnischen Priabon stammen, also nicht marinen Ursprungs sind wie die übrigen vorgelegten Analysen. Petrographisch sind es

Mergelkalke oder Mergelschiefer, z. T. stark bituminös. Die von Wörgel (Inntal) stammenden Proben ergaben :

Nr.		V	Mo	Ni	Cu	Zn
1	Ölschiefer	50	20	—	100	500
2	Ölschiefer	50	20	50	100	100
3	Bitum.-Mergel	40	—	—	50	50
4	Bitum.-Mergel	—	—	15	100	200

In den feinsandigen, braunen Liegendtonen des Senftenberger Braunkohlenreviers (Miozän) werden folgende Gehalte festgestellt :

		V	Mo	Ni	Cu
Tatkraft	1. Liegendton	30	—	30	20
	2. Liegendton	20	—	20	—
	3. Liegendton des Oberflözes	20	—	20	—
Bückgen-Grube	4. Liegendton	40	—	30	—
	5. Liegendton	30	—	20	20

Das vorgelegte Analysenmaterial zeigt, dass alle Sedimente, die nennenswerte Mengen organischer Substanz enthalten, auch gewisse Spurenmetalle angereichert führen. Arm an Spurenmetallen sind Kalke, auch solche, in die später Bitumen eingewandert ist. Solche Gesteine, die durch Verwitterungsvorgänge entkohlt, gebleicht sind, haben ihren Spurenmetallgehalt zumeist behalten. Besonders eingehend wurden die obersilurischen Alaun- und Kieselschiefer Thüringens untersucht. Diese Gesteine enthalten 60—95% SiO_2 mit wechselnden Mengen toniger Komponente und meist 1—4% Kohlenstoff in Form kohligter Substanz. Auch fein eingesprengter Pyrit ist oft recht häufig. Klastisches Material fehlt in ihnen. Oft führen diese Gesteine ganz geringe Goldgehalte — bis 0,5 g/t, ähnlich wie das erwähnte rezente Material. Die Herkunft dieser Metalle ist sicher nicht durch irgendwelche magmatisch-hydrothermalen Vorgänge zu erklären. Es handelt sich zweifellos um syngenetisch-sedimentäre Bildungen. Mindestens für Vanadin und Molybdän ist eine Anreicherung durch biogene Vorgänge anzunehmen, die anderen Metalle mögen wenigstens z. T. aus dem Meerwasser chemisch ausgefällt sein.

Versuche zur Klärung der heutigen Bindungsform der Spurenmetalle ergeben folgendes : Durch Flotation lässt sich die kohlige Substanz aus dem Gestein isolieren. Das Kohlenkonzentrat ist am Vanadin und Molybdän deutlich verarmt, enthält aber das Gold. Ebenso lässt sich flotativ ein Pyritkonzentrat herstellen. Dies zeigt besondere Anreicherung an Kupfer, Nickel, Zink und Blei,

aber keine Gold- und Vanadiningehalte. Die hier durchgeführten Untersuchungen zeigen, dass die Gehalte an Vanadin und Molybdän zunehmen, je mehr organische Substanz das Sediment ursprünglich enthielt, ohne Rücksicht auf den Tonerde- und Kieselsäuregehalt. Dies entspricht auch den Erfahrungen aus den süddeutschen Gebieten. Doch muss die Bindung an die organischen Komponente schon in relativ früheren Stadien der Verfestigung aufgehört haben. Heute liegt Molybdän wohl grösstenteils als fein eingesprengtes Sulfid vor — ähnlich wie im Mansfelder Kupferschiefer. Vanadin dürfte schwerlich in sulfidischer Form vorliegen, sondern eher in Bindung an die vorhandenen Tonminerale bzw. Alumosilikate. Ob es sich um Einlagerungsmischkristalle oder um adsorbtive Bindung handelt, ist nicht ohne weiteres zu entscheiden. Die Tatsache, dass es schon bei mittleren Temperaturen in chlorhaltiger Atmosphäre flüchtig ist, spricht für nicht sehr feste Bindung. Nickel ist offensichtlich an Pyrit gebunden, die meist geringen Kupfer, Blei- und Zinkmengen dürften ebenfalls als Sulfide vorliegen. Eine eingehende Diskussion der Bindungsart der Spurenmetalle ist schon deswegen wenig aussichtsvoll, als bei den hier vorliegenden Gesteinen die einzelnen Mineralkomponenten selbst viel zu schlecht definiert sind. Wir können eigentlich nur unterscheiden: kieselige, tonige und kohlige Substanz sowie den Pyrit. Daher kann die Verteilung der Spurenmetalle auch nur nach diesen vier Stoffgruppen diskutiert werden. Die selten in diesen Schiefern vorkommenden Phosphorite erwiesen sich stets als vanadinfrei.

Interessant ist das Verhalten der Spurenmetalle zueinander. Vanadin und Molybdän gehen stets parallel. Gelegentlich bestehen gewisse Parallelen zum Titangehalt. Die Verteilungskurve des Nickels verläuft in den Profilen meist gegensätzlich zur Vanadin-Kurve. Kupfer und Zink verhalten sich oft wie Nickel. Besonders auffällig ist also, dass die maximalen Nickelgehalte fast stets mit einem Minimum der Vanadiningehalte zusammenfallen. Solche Wechsel der Metallführung beobachten wir oft mehrfach in einem Profil. Sie dürften aufzufassen sein als Ausdruck für feine Wechsel in der geochemischen Fazies des Sedimentationsraumes. Dass in den untersuchten Gebieten nicht stets höchstens von Bakterien belebte Sapropelfazies herrschte, beweisen die — allerdings seltenen — Kriechspuren von Würmern. Wo aber Würmer leben konnten, musste sauerstoffhaltiges Wasser vorhanden sein und damit Gytjtja-Fazies. Wir haben also anzunehmen, dass am Boden des Gotlandmeeres in unserem Bereich — ähnlich wie heute in der Ostsee — nicht stets schwefelwasserstoffreiches Bodenwasser vorhanden war, sondern dass sich diese beiden Faziesbereiche abwechselten. Die Mächtigkeit der Schichten mit maximalen Vanadin- bzw. Nickelgehalten sind nicht sehr gross. Diese Wechsel waren also — bezogen auf die Gesamtdauer des Gotlandiums — relativ kurzzeitig. Da wir bei diesen Gesteinen mit einer Bildungszeit von rd. 1000 Jahren pro Millimeter heutiger Gesteinshöhe rechnen müssen, handelt es sich trotzdem um relativ langsame Schwankungen. Für die Zufuhr an Vanadin kommen höhere Lebewesen kaum

in Betracht. Zwar enthalten manche Ascidien recht erhebliche Vanadingehalte, doch sind diese selbst viel zu selten, um die in diesen Gesteinen vorliegenden Metallmengen erklären zu können. Hierfür müssen wir die riesigen Mengen planktonischer Lebewesen im Meerwasser heranziehen. Nach den Untersuchungen von Kalle (1945) enthalten 100 g trockenes Plankton im Durchschnitt 3 mg V. Die »Ertragsmenge« an planktonischer Substanz pro cm^2 Meeresboden pro Jahr liegen bei 10–20 mg — eine Zahl, die fast 50 mal grösser ist als die Ertragsziffer für höher organisierte Lebewesen. — Im Jahrtausend werden also rund 0,3 mg V pro Quadratzentimeter im Meeressediment abgelagert. Fossil wird diese Menge natürlich nur dort, wo keine Verwesung sondern Fäulnis eintritt, d. h. nur unter Verhältnissen der Sapropelfazies. Aus diesen Zahlen kann man eine auf geochemische Daten gegründete Altersbestimmung dieser Sedimente versuchen. Bei einem durchschnittlichen Vanadingehalt von 0,1% sind 0,3 mg Vanadin in 0,3 g Schiefer enthalten. Dies bedeutet bei einem spezifischen Gewicht von ca 3 ein Volumen von 0,1 Kubikzentimeter oder ein Plättchen von 1 cm^2 Fläche und 0,1 cm Höhe. In 1000 Jahren wären also rd. 1 mm heutiger Sedimentshöhe entstanden. Für 10–50 m — in diesen Grenzen bewegen sich die Mächtigkeitsszahlen der Kiesel- und Alaunschiefer Thüringens — wären also rd. 10–50 Millionen Jahre erforderlich gewesen. Zur Kritik dieser Zahlen sei erwähnt, dass Clarke (1924) auf Grund eines sehr umfangreichen Zahlenmaterials auf rd. 0,67 $\text{mg/cm}^2/\text{Jahr}$ kommt. Der von uns ermittelte Wert von 0,3 $\text{mg/cm}^2/\text{Jahr}$ passt trotz der geringen Genauigkeit seiner Ableitung ganz gut dazu. Schon der petrographische Befund unserer Sedimente zeigt, dass terrestrisches, eingeschwemmtes Material hier keine grosse Rolle spielt, sei es wegen zu grosser Landferne, sei es wegen zu geringer Erosion auf dem Festlande. Auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen hat Holmes (1943) für das Alter des amerikanischen Spätordoviziums rund 360 Millionen Jahre ermittelt, für das nordamerikanische Oberdevon rd. 280 Millionen Jahre. Danach würden sich für Gotland + Devon rund 80 Millionen Jahre errechnen, was auch wieder mit den oben abgeleiteten Zahlen übereinstimmt.

SCHRIFTTUM

- Bader, E.: Vanadin in organogenen Sedimenten. — Zbl. f. Min., A, S. 164–173 (1937).
 Brockamp, B.: Zur Paläogeographie und Bitumenführung des Posidonienschiefers im deutschen Lias. — Arch. f. Lagerstättenforsch. H. 77, Berlin, 1944.
 Jost, K.: Zur Geochemie des Vanadiums. — Chem. d. Erde 7, S. 177–290 (1932).
 Kalle, K.: Der Stoffhaushalt des Meeres, Leipzig, 1945.
 Leutwein, F.: Geochemie und Vorkommen des Vanadiums. — Ber. Freiburger geol. Ges. S. 73–83 (1941).
 Schneiderhöhn, H., Claus, Leutwein, Prell, Spitz: Das Vorkommen von Titan, Vanadium, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen. — Neues Jb. f. Min., A, S. 50–72 (1949).
 Treibs, A.: Chlorophyll und Häminderivate in organischen Mineralstoffen. — Angew. Chem. 49, S. 682 (1936).
 Trofimoff, A.V.: Oxydizing Activity and pH of brown Sediments of the Barents Sea. — C. R. U. d. S. S. R. 23, C 135 (1925).
 Vernadsky, W. J.: Ozeanographie und Geochemie. Min. Petr. Mitt. 44, S. 168–192 (1933).

женные цифровые расчеты, проведенные с помощью соответствующих значений современных морей выяснили, что средние современные содержания в этих сланцах вполне достаточны. Кроме этого эти данные дают возможность более правильно вычислить продолжительность данной седиментации, которая, несмотря на значительные неточности, как и на большую экстраполяцию, подводит приблизительно к тем же возрастным числам, как новейшие определения возраста, проведенные на физико-радиометрическом основании.

Исследования, проведенные для выяснения форм соединений примесных металлов, указывают на то, что цинк, медь и никель — в виде изоморфных примесей или как самостоятельные металлы — в преобладающем большинстве связываются с сульфидами железа. На основании экспериментальных данных было установлено, что золото адсорбционным путем соединяется с углеродсодержащим веществом; ванадий и молибден несомненно биогенового происхождения, их количество поэтому зависит от первичной угленосности породы. Однако в соединениях с углем или с сульфидными минералами они не встречаются. Молибден по всей вероятности встречается в самой тонкой дисперсии в виде сульфида; титан соединяется с глинистыми минералами обязательно только адсорбционным или изоморфным путем. Для ванадия следует предполагать рядом обе формы связей, причем в соответствии с фациальными условиями преобладает то сульфидия, то окисная форма соединений. Кривая содержания ванадия в изученных разрезах то почти параллельна с кривой титана, то равна кривой молибдена. Величины никеля часто ведут себя противоположно содержанию ванадия. При этом в связи с никелем следует предполагать наличие подобных изменений между сульфидом железа и окисно-силикатными соединениями.

В дальнейшем было изучено поведение примесных металлов при выветривании горных пород. Выяснено, что простая декарбонизация сланцев не обуславливает удаление ванадия и молибдена. Эти металлы придут в движение только при совершенном выветривании пород в пахотную землю.

LA DIFFÉRENCIATION DES MAGMAS ET LA FORMATION DES MINÉRAIS DE GYÖNGYÖSOROSZI

Par
G. PANTÓ

Ministère des Mines et de l'Energie

Discours prononcé à l'occasion du Congrès de l'Académie Hongroise des Sciences, le 11 Décembre
1951

Nous sommes bien renseignés sur les formations de la masse éruptive de la Mátra au point de vue pétrographique et géologique (*Mauritz* [5], *Noszky* [8]). En considérant la montagne entière nous possédons aussi un aperçu du développement de la masse éruptive et de sa différenciation moyenne (*Vendel* [16]). Ces renseignements, et surtout les résultats des recherches de *Vendel* et de *Szádeczky—Kardoss* [12—13], nous permettent aussi d'apprécier en général les possibilités de la formation des minerais.

Les filons du minerai de plomb et de zinc apparaissent à Gyöngyösoroszi dans de l'andésite à pyroxènes ; nous avons pu identifier la roche encaissante des filons métallifères avec l'andésite à pyroxènes »basaltique« formant la masse principale de la Mátra. Il a été d'autant plus surprenant dernièrement que les travaux miniers ont révélé des espèces d'andésites d'un développement singulier et transformées d'une manière fort intéressante. Les types rencontrés en 1949 ont été décrit en détail par *Koch et Mezősi* [4]. Dans la roche fortement propilitisée on n'a presque pas pu observer d'incrustations. Même au microscope l'on n'a pu voir que peu de lamelles de feldspaths intacts, épaisses de quelques microns, à disposition fluidale ; il n'y avait aucune trace de la ségrégation de minéraux colorés. Tout cela ne peut pas être attribué à un phénomène d'altération, mais prouve que dans le voisinage des gîtes métallifères de Gyöngyösoroszi ils se sont formés — déjà antérieurement — des espèces d'andésites différant essentiellement de l'andésite à pyroxènes »basaltique«.

Dans la première section de la galerie profonde la roche dépourvue de minéraux colorés présente le trait intéressant que dans certaines de ses parties, à délimitation incertaine, il y a en grand nombre des cavités amygdaloïde de grosseur et de forme variables, d'un remplissage minéral varié (chlorite, pyrite, quartz, calcite, fluorine). Les cavités sont ordonnées parfois selon les directions d'écoulement, leur formation a donc précédé la solidification complète de la roche.

De pareilles formations andésitiques, dépourvues de constituants colorés, peu cristallisées, non équilibrées et pour la plupart fortement propilitisées sont fréquentes dans le voisinage immédiat de la métallisation. Ces espèces d'andésites

variées, qu'on peut à peine caractériser uniformément, ne forment pas de masses continues.

Dans les affleurements on observe surtout les variétés denses, presque vitreuses, vertes, rougeâtres, violacées, grises rayées ou tachetées, à structure fluidale, à un dessin circulaire ou irrégulier. Les parties fortement altérées, surtout celles à structure vésiculaire, sont recouvertes d'une couche épaisse d'argile rouge. Dans le terrain on peut établir que les faibles masses de l'andésite sans minéraux noirs sont entourées ou transpercées d'andésite à hypersthène-augite. L'on peut voir les deux sortes d'andésites mélangées en toutes proportions, formant des bandes ou des inclusions. L'état vésiculaire est complètement réciproque et ne peut pas servir pour établir le rapport d'âge des deux sortes d'andésites. L'on trouve aussi des exemples pour la fusion et la transition graduelle, de même comme l'andésite à pyroxène microgrenu passe graduellement dans l'andésite »basaltique« de la Mátra, d'une structure plus nettement cristallisée et renfermant des inclusions plus grandes. Dans le types hybrides l'on voit rarement de l'amphibole et de la biotite.

L'aire superficielle de l'andésite à pyroxène microgrenu, propylitisée en maintes endroits, avec ses inclusions d'andésite sans minéraux noirs, marque presque exactement le terrain où a eu lieu la prospection du minerai métallifère à Gyöngyösoroszi. L'affleurement de tous les filons, exploités ou formant l'objet de prospections, se trouve à l'intérieur de ce territoire. Nous ne savons pas précisément si la métallisation notable ne surpasse pas cette limite, mais les affleurements de quartzite plus éloignés situés dans l'andésite »basaltique« ont l'air plutôt de silicifications stériles, que de remplissage de filon.

Il est aussi possible que sous les puissantes nappes de laves andésitiques »basaltiques«, l'andésite microgrenue »vitreuse«, à inclusions, se poursuit, parce qu'on la retrouve en petites taches — sans traces notables de métallisation — à la surface du côté nord de la Mátra (Nagylipót, Köszörös) [7].

A Gyöngyösoroszi il est motivé d'admettre une relation de cause à effet entre l'occurrence en commun du minerai et de l'andésite hybride, à petits grains, renfermant des inclusions. Le développement extrêmement variable de cet ensemble indique que les conditions de la formation de la roche n'ont pas été en équilibre et différaient de la normale. La lave très chargée en gaz a causé la formation d'inclusions amygdaloïdes, ce qui est très rare dans le cas des andésites. Cela a pu être accompagné d'une différenciation plus accentuée du magma produisant l'andésite, menant à des accumulations plus considérables de magmas résiduelles. L'on peut donc admettre qu'il s'y reflète le rôle de facteurs qui ont aussi réglé la formation du minerai.

Si l'on veut établir de plus près la filiation de la formation du minerai sur l'arbre généalogique, il nous faut faire une idée plus précise de la marche des processus de différenciation. Nous considérons en général, comme la cause principale de la différenciation, la formation de cristaux et la séparation de la

phase cristalline et de la fonte qui en résulte. L'étude détaillée de puissantes masses éruptives (*Wager—Deer* [15], *Tenner* [2], *Cornwall* [1], *Hotz* [3]) a fourni les moyens pour évaluer la chronologie précise et les changements de la constitution des roches qui se forment au cours de la différenciation survenue pendant la cristallisation. Les changements chimiques de la différenciation peuvent être figurés le plus clairement dans un diagramme triangulaire FMA. Les projections des séries de différenciations étudiées en détail sont caractérisées par une courbe s'élevant d'abord vers F à partir du point M et s'infléchissant ensuite vers A en un angle aigu.

Il semble probable que beaucoup de chercheurs surestiment le rôle de la différenciation cristallisatrice. Si plausibles que soient les diagrammes de différenciations avec lesquels on peut arriver à la rhyolite à partir du basalte, il est difficile d'admettre, entre des limites si larges, un processus de différenciation cristallisatrice continu dont la tendance change en sens invers vers le milieu. Même les partisans les plus convaincus de la théorie de la différenciation cristallisatrice (*Tilley, Fenner*) admettent qu'au cours de la différenciation il y a une

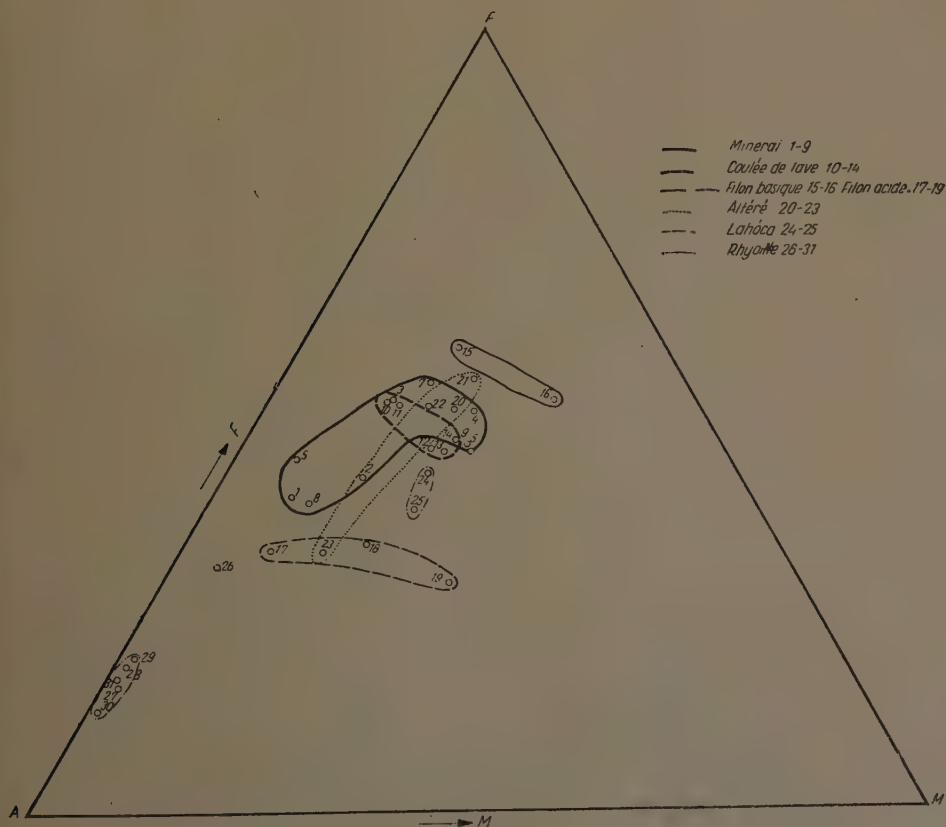


Fig. 1

LES VALEURS EMPLOYÉES DANS LE DIAGRAMME:

Roche	Fer total en FeO	MgO	Na ₂ O+K ₂ O	Analyste	Lieu d'occurrence	Source
1. Andésite sans minéraux noirs	4,28	0,89	5,43	Nemesné	Gy.-oroszi Szomor p.	10
2. Andésite »hybride«	5,60	2,00	5,38	«	« Szomor p.	10
3. Andésite vitreuse	8,65	2,40	5,39	«	« Malombérc	10
4. Andésite à inclusions	7,54	3,46	3,66	«	« Altáró 1080 m	10
5. Andésite pyroxénique à biotite	7,05	3,91	4,28	«	« Altáró 900 m	10
6. Andésite hypersthénique à biotite	5,58	0,84	5,91	«	« Cserepestető	10
7. Andésite sans minéraux noirs	7,75	2,40	3,96	Grassely Gy.	« Altáró 160 m	4
8. Andésite pyroxénique propilitisée	4,16	1,08	5,33	Donáth É.	Parásasvár, Nagylipót	7
9. Andésite sans minéraux noirs	6,45	3,41	3,84	Nemesné	Gy.-oroszi Altáró 1080 m	10
10. Andésite piroxénique	7,37	1,86	4,79	Mauritz	Jobbágyi	5
11. La même	7,20	2,00	4,62	«	Recsk, Bónahalom	5
12. «	6,68	3,05	4,92	«	Lőrinci	5
13. «	7,49	3,64	5,06	«	Szurdokpuszpöki	5
14. «	7,49	3,64	4,58	«	Gyöngyöspata	5
15. «	6,80	2,02	2,60	Donáth É.	Recsk, Kőzbérc	6
16. «	8,54	4,89	2,67	«	Parád, Ördögát	7
17. «	4,27	1,28	7,31	«	Recsk, Csákánykő	6
18. «	6,00	3,51	8,00	«	Recsk, Györketető	6
19. «	4,17	4,59	5,58	«	Parád, Várhegy	7
20. Andésite propilitisée vésiculaire	6,57	2,70	3,50	Grassely Gy.	Gy.-oroszi Altáró 76 m	4
21. La même	5,01	1,93	2,11	«	« « 75 m	4
22. «	4,40	1,52	2,57	«	« « 210 m	4
23. Andésite silicifiée	5,06	2,43	7,80	Nemesné	« « 1660 m	10
24. Andésite à biotite-amphibole	6,21	3,38	4,84	Mauritz	Recsk, Lahóca	5
25. La même	5,16	3,16	5,08	«	Recsk, Kanászvár	5
26. Rhyolite	3,85	0,59	7,58	Donáth É.	Kékes É. oldala	7
27. Rhyolite perlitique	1,48	0,17	7,46	Mauritz	Gyöngyössolymos	5
28. Rhyolite (microfelsitique)	1,82	0,17	7,78	«	«	5
29. Rhyolite	1,96	0,19	7,80	«	«	5
30. Rhyolite (globulaire, vitreuse)	1,29	0,10	8,29	«	Lőrinci	5
31. Rhyolite-felsite	1,91	0,15	8,93	«	«	—

intercalation d'un «champs critique», on peut aussi dire d'une phase d'une importance décisive pour la composition andésitique. La série des transitions graduelles qui mènent jusqu'ici et au-delà est interrompue par des changements brusques, dont la cause doit être cherchée en dehors du magma en cours de différenciation.

L'on ne peut faire que peu d'observations certaines concernant la chronologie des éruptions des andésites de la Mátra et de leur relation avec les phases orogéniques. En ne tenant pas compte des andésites à biotite—amphibole et des dacites éocènes des environs de Paráđ et des rhyolites sarmariennes de la partie sud de la Mátra, nous ne pouvons pas établir les phases du volcanisme tortonien à andésites pyroxéniques qui forment la masse principale de la montagne. Dans quelques cas l'on peut établir la suite dans la formation de certaines espèces d'andésites à pyroxènes, mais l'on ne peut pas encore parler de parallélisation, de délimitation de phases à travers la montagne.

La roche des puissantes coulées de laves recouvrant les sommets et la crête de la Mátra est constituée d'une andésite à hypersthène-augite sombre d'une constitution remarquablement uniforme, qui contient aussi par endroits de l'olivine. Les analyses des échantillons de cette andésite «basaltique», prélevés en plusieurs endroits, se ressemblent remarquablement, leurs points forment dans le diagramme FMA une tache touffue, bien délimitée. Les andésites filoniennes de la Mátra s'en différencient appréciablement. Leur constitution pétrographique diffère sensiblement de celle des coulées de laves, leur constitution chimique en est nettement différente. Les échantillons analysés provenant du nord de la Mátra se distinguent essentiellement entre eux, si nous possédions encore plus d'analyses, la différence serait encore plus grande. L'un des groupes d'andésites filoniennes représentés dans le diagramme est plus acide et plus riche en alcalis et en magnésie que les coulées de laves (Csákánykő, Györketető, Várhegy à Paráđ), l'autre en est plus basique et plus riche en fer (Közbérc, Ördöggát).

La tache des andésites à inclusions touchées par la métallisation recouvre en partie la tache des andésites des coulées de laves, ce qui était à prévoir d'après leurs transitions graduelles et leur mode de formation, les rattachant les unes aux autres. L'inclinaison hémicirculaire de leur projection se trouve sur la tache des andésites des coulées de laves. La tache se prolonge loin à partir du «champs critique» dans la direction plus acide, plus riche en alcalis. Dans cette direction la transformation plus avancée de la différenciation — mais non sa liaison immédiate — est marquée par la petite tache de la rhyolite du Kékes, comme transition vers les rhyolites du sud de la Mátra.

Les puissantes coulées de laves de la Mátra ont été produites certainement vers la fin du cycle des éruptions à andésites pyroxéniques, dans le facies de la plus grande activité. L'on peut considérer cette masse d'andésite peu différenciée comme le produit d'énormes coulées de laves épandues en même temps, au cours desquelles le magma en équilibre, de composition stable, d'un nid magmati-

que de grandes dimensions, s'est épanché par plusieurs centres d'éruptions. Cette masse magmatique de la Mátra a été probablement très pauvre en constituants volatils et n'a pas produit de métallisation notable.

Les »poussées latérales« de la masse magmatique comprimées dans les fissures moindres, qui ont fourni les filons d'andésites pyroxéniques de la Mátra, se sont éloignées considérablement de leur composition originale par suite de différenciations variées et de fusions. Cette branche du tronc magmatique n'a été non plus accompagnée de métallisation considérable.

La métallisation se rattache à un embranchement fournissant des roches propilitisées, souvent dépourvues de minéraux noirs. Jugé d'après le développement de la roche cet embranchement a dû être exceptionnellement riche en matières volatils. Cette série se détache de la différenciation basaltique (à teneur de fer augmentant) du tronc magmatique dans le »champs critique« intermédiaire et se dirige vers les rhyolites. Nous ne connaissons pas la cause de l'embranchement de la série »métallifère«, et avec la méthode employée jusqu'ici nous ne pouvons pas compter à arriver plus en avant dans l'élucidation des relations génériques du minerai.

Nous avons représenté sur le diagramme aussi les analyses des roches fortement altérées. La tache étendue qu'elles forment ne nous révèle rien quant à la filiation magmatique, mais l'on peut bien y voir la tendance vers la propilition excessive, et le changement de la roche remplissant les vésicules, avec enrichissement en fer et en magnésie, d'une part, et la tendance vers la silicification avec enrichissement en alcalis, d'autre part.

La levée de géologie minière détaillée et les analyses pétrographiques y rattachées ont eu pour but de fournir des données concernant les conditions de la formation du minerai en partant de la constitution géologique spécifique des environs de Gyöngyösoroszi. Elles ont établi les limites des aires où l'occurrence du minerai est possible, elles ont donc rétréci le cercle de la prospection du minerai.

En plaçant dans un cadre plus général les données concernant les détails l'on peut établir que, en se rapprochant de la question compliquée de la formation du minerai d'un autre côté, les résultats sont en concordance complète avec les déductions théoriques de *Vendel* [16] et de *Szádeczky-Kardoss* [12—13]. La différenciation est arrivée sur le terrain de l'acidité optimale pour la formation du minerai en suivant la lignée généalogique »métallifère«. Puisque le tronc de magma »basaltique« de la Mátra en a été considérablement plus basique, la formation du minerai n'a pu être qu'un phénomène local, isolé, et la métallisation de la montagne n'a pu dépasser le degré 3—4 de *Vendel*. En ce qui concerne la texture des roches c'est cette même lignée »métallifère« qui amène, d'une façon bien distincte de la masse de la montagne, au degré de cristallisation optimale pour la formation du minerai (*Szádeczky-Kardoss*).

Au cours de nos recherches de géologie minière [9, 11] nous avons aussi trouvé des faits qui prouvent que le minerai — conformément à la théorie antérieure de Vendel — ne se rattache pas à la phase volcanique éocène de l'andésite à amphibole — biotite qui clôture la série, mais à la phase principale tortonienne de la Mátra. Quoiqu'il ne soit pas motivé de chercher une connexion immédiate entre les métallisations de Gyöngyösoroszi et de Recsk, pourtant si l'on compare dans le diagramme AFM les projections des roches des endroits Lahóca et Kanázsvár à Recsk avec les andésites tortoniennes, l'on y voit plutôt une analogie avec les andésites filoniennes stériles, qu'avec la lignée »métallique«.

Le „champs critique” du diagramme AFM, dans lequel se décide le cours ultérieur de la différenciation et par suite aussi la possibilité de la formation du minerai, mérite une attention spéciale. C'est à une constitution pareille que la voie des changements du magma en cristallisation semble entrer dans une phase labile, facilement déviable ou se ramifiant, respectivement. Il serait d'un grand intérêt, aussi pour la prospection des minerai, si l'on réussissait à élucider par des données plus précises ce point obscur de l'origine du minerai.

LITTÉRATURE

1. *Cornwall, H. R.* : Differentiation in magmas of the Keweenaw series. Journ. Geol. 59. p. 151. 1951.
2. *Fenner, C. N.* : The crystallization of basalts. American Journ. of Sc. 246. p. 465. 1929.
3. *Hotz, P. E.* : Diamond-drill exploration of the Dillsburg magnetite deposits York Co., Pennsylvania. U. S. Geol. Survey Bull. 969. A. 1950.
4. *Koch S.—Mezősi I.—Grassely Gy.* : Les minéraux et les roches de la galerie profonde Zgyerka à Gyöngyösoroszi. Acta chem. min. Szeged, 1949. 1.
5. *Mauritz B.* : Les roches éruptives de la montagne Mátra. Akad. Mat. Term. tud. Közl. Budapest. 1909.
6. *Mezősi I.* : Rapport sur la levée géologique des environs de Recsk, Tarnaszentmária, Kishána et Domoszló. Rapport annuel de l'Institut Géologique pour 1949, Budapest (sous presse).
7. *Mezősi I.* : Levée géologique des environs de Kékes et Galyatető (Rapport de 1950 en manuscript).
8. *Noszki J. sen.* : Les conditions géomorphologiques de la montagne Mátra. Société Scientifique Tisza István, Debrecen, 1926.
9. *Pántó G.* : Levée géologique minière des environs de Recsk et de Parád. Rapport Annuel de l'Institut géologique pour 1949 (sous presse).
10. *Pántó G.* : Levée géologique minière à Gyöngyösoroszi (manuscript).
11. *Pántó G.* : Le minerai du mont Lahóca à Recsk. Földtani Közlöny 81 (1951) 146. Budapest.
12. *Szádeczky-Kardoss E.* : II. Vorläufiges über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung. Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron. 13. p. 251. 1942.
13. *Szádeczky-Kardoss E.* : Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpathischen Vulkanbogen. Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron. 13. p. 273. 1942.
14. *Tilley, C. E.* : Some aspects of magmatic evolution. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 104. 37. 1950.
15. *Wagner, L. R.—Deer, W. A.* : The petrology of the Skaergaard intrusion. Medd. om Grönland 103. H. 4. 1939.
16. *Vendel M.* : Studien aus der jungen Karpatischen Metallprovinz. I. Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron. 16. p. 1947.

RÉSUMÉ

La levée de géologie minière détaillée des occurrences de minerai de plomb et de zinc à Gyöngyösoroszi a établi l'aire précise des différentes roches dans le terrain de prospection. La structure de la roche encaissant les gisements métallifères est différente de celle de la roche des puissantes coulées de laves à andésites pyroxéniques qui forment la masse principale de la Mátra. L'andésite pyroxénique de l'aureole des gisements métallifères est caractérisée non seulement par des altérations propilitiques et kaoliniques, mais en général aussi par une texture plus fine, et — dans certaines parties moindres — par le manque complet d'incrustations. Ces roches étrangères ont pour la plupart une pâte vitreuse dans laquelle on ne voit que de petites lamelles de feldspaths dans un arrangement fluidal. Elles ne contiennent pas même des traces de minéraux noirs. Dans certains secteurs cette andésite a une structure vésiculaire amygdaloïde ; les vésicules allongées, aplaties ont une orientation fluidale.

En les comparant à la puissante masse de l'andésite pyroxénique monotone de la Mátra, les espèces particulières de la roche encaissant le minerai indiquent une marche inusitée de la différenciation avec un rôle considérable des constituants volatils, qui ont aussi pu fixer la localisation de la formation du minerai.

Si l'on compare dans un diagramme FMA la constitution chimique des types de roches de la Mátra, les projections des différents types donnent des taches bien délimitées. La projection des andésites en relation avec les gisements métallifères tombe sur le point d'inflexion de la différenciation moyenne. Ce «champs critique» de la différenciation, où la différenciation change d'allure, au lieu de s'enrichir en fer elle s'appauvrit, forme aussi le terrain de ramification de la filiation généalogique qui mène à la formation du minerai. Cette phase de la différenciation, encore très peu élucidée et qui renferme de nombreux problèmes, mérite une attention spéciale au point de vue de la connaissance des processus de la formation du minerai.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМЫ И ОБРАЗОВАНИЕ РУД В ДЬЕНДЬЕШОРОСИ

Г. Панто

Резюме

Подробное горногеологическое исследование жильного месторождения свинцовых и цинковых руд установило точную область распространения отдельных видов пород в пределах зоны шурфования руды. Боковая порода рудного месторождения по текстуре отличается от породы мощных пироксенандезитовых потоков лавы, образующих главную массу гор Матра. Пироксенандезит, выступающий по двору рудного месторождения, характеризуется не только пропилитовыми и каолиновыми превращениями пород, но и вообще более тонкозернистым строением и в некоторых небольших участках полным отсутствием прослоев. Эти необыкновенные породы большей частью имеют стекловатый основной материал и в этом флюидально располагаются лишь мелкие планки полевых шпатов, которые можно называть микролитами. В этих месторождениях нельзя найти даже и следа цветных компонентов. В некоторых участках этот андезит, лишенный прослоек, развит с полостями миндального камня ; удлинённые и сплюснутые пузыри имеют определенное, флюидальное расположение.

При сопоставлении с мощной, однородной пироксенандезитовой массой гор Матра самообразные виды боковой породы руды указывают на необычайный ход дифференциации и на более значительную роль легколетучих компонентов. Возможно, что эти компоненты определяют и локализацию образования руд.

При сопоставлении химического состава отдельных типов пород гор Матра в диаграмме FMA, проекции отдельных типов пород дают хорошо разграничиваемые пятна. Проекция андезитов, связанных с рудным месторождением, падает на точку перегиба средней дифференциации. Это «критическое» поле дифференциации, где дифференциация из направления обогащения железом превратится в направление обеднения железом, в то же время является и исходной территорией эволюционного ряда, ведущего к образованию руды. Этот наименее исследованный участок дифференциации, заключающий в себе много проблем, заслуживает особого внимания и с точки зрения познания процессов образования руд.

TEKTONISCHER BAU UND GEOMECHANISCHE ERKLÄRUNG ZUR ENTSTEHUNG DER UNGARISCHEN MITTEL- UND INSELGEBIRGE

Von

E. R. SCHMIDT

Ungarische Geologische Anstalt, Budapest

Eingegangen am 21. II. 1952

In mehreren Arbeiten wurde einerseits das Wesen der Tektonik der erstarrten Orogene und der erstarrten Kratogene, andererseits das Verhältnis der Tektonik derselben untereinander und zu den gebirgsbildenden Kräften klar gestellt. Im Zusammenhang mit der Tektonik der sog. Zwischengebirge, dieser kleineren, also zweitrangigen tektonischen Einheiten, die zwischen den orogenen Stämmen liegen und sozusagen einen Übergang bilden, konnte festgestellt werden, dass sie im Grunde genommen genau dieselbe Bruchtektonik aufweisen, wie die grossen kontinentalen Schilde und Tafeln, d. h. wie die im engeren Sinne genommenen Kratogene. Ja, sogar die wichtigsten tektonischen Merkmale und die geomechanische Ausbildung der letzteren wurden eben auf Grund der geomechanischen Auswertung der Bruchstruktur der ungarischen Zwischenmasse, der Tisia, also eines Zwischengebirges (24—34), festgestellt.

Diese gemeinsame Struktur, die als kratogene Tektonik bezeichnet werden kann, kommt in einem zur gebirgsbildenden Kraft diagonal auftretenden Bruchsystem am deutlichsten zum Ausdruck. Ihre Ursache liegt in der stofflichen Beschaffenheit, und der materiellen Konsistenz der von den gebirgsbildenden Kräften in Anspruch genommenen tektonischen Einheiten, in ihrer Starrheit und Konsolidierung.

Wir müssen jedoch zugeben, dass man im Falle des ungarischen Zwischengebirges betreffs der starren Konsolidierung des kontinentalen Grundes unschwer Zweifel haben kann; besonders wenn man erkennt, dass in manchen Streifen der Tisia zeitweise Krustensenkung, intensive Ablagerung in der See und auch Gebirgsbildung stattfand, ferner dass diese sich abwechselnden Perioden und andere erdgeschichtliche Ereignisse ziemlich genau den Geschehnissen folgten, die sich in den äusseren, grossen geosynklinalen Gebieten abspielten.

Die erwähnten Momente weisen zweifelsohne Charakterzüge auf, die denen der Orogene bereits sehr nahe stehen. Ja, sogar so nahe, dass einzelne Verfasser durch Verallgemeinerungen und Überschätzung beinahe die Existenz des Zwischengebirges als einer mechanisch-tektonischen Einheit bezweifeln [16, 40] und geneigt sind, über eine zwar kleinere, aber wirkliche Orogenese zu berichten [16]. Zwischen den Ereignisreihen, die sich in den zweierlei Gebieten abspielen,

gibt es doch zahlreiche und hauptsächlich vom geomechanischen Gesichtspunkte aus sich ergebende Unterschiede, so dass eine scharfe Trennung der beiden, wie wir es noch weiter unten sehen werden, bezw. die Aufrechterhaltung der Trennung, recht wohl begründet ist.

Den eigenartigen geologischen Charakter des Gebietes, dem auch die Tisia angehört, hat man bereits verhältnismässig früh erkannt. Die Eigenartigkeit dieses Gebietes besteht u. a. auch darin, dass das Gebiet weniger mobil ist als die umgrenzenden Orogene. Das »Thrakische Massiv« von *Suess*, das »Orientalische Festland« von *Peters*, *Mojsisovics*, *Neumayr* und *Pompecky*, das »Urpannonische Gebirge« von *Lóczy sen.*, das klassisch definierte und gerade darum allgemein angenommene »Zwischengebirge« *Kobers* sowie sein »Internid«, die »Tisia« von *Prinz* sowie die »median mass« von *H. Böckh* beziehen sich alle auf diesen Begriff und betonen den selbständigen, massivartigen Charakter dieses Gebietes innerhalb des Orogens. Diese Behauptung steht auch mit jenem Umstande im Einklang, wonach die älteren Verfasser immer darauf hinwiesen, dass unsere Mittelgebirge, die der Tisia angehören, den Charakter eines Schollengebirges aufweisen. Dementsprechend nahm die neuere zusammenfassende Literatur sowohl in Ungarn wie auch im Auslande für eine tektonische Einheit des Zwischengebirges Stellung. So z. B. *Telegdi—Roth*, *Vadász* usw., ferner *R. Staub*, der das Pannonische Massiv als das klassische Zwischengebirge Europas hinstellte. Diese Annahmen wurden durch die geomechanischen Untersuchungen in allem bestätigt und bekräftigt [24—28].

Die ungarischen Verfasser weisen aber in neuerer Zeit des öfteren auch auf die bereits seit langem bekannte Tatsache (*Hofmann—Böckh* im Mecsek-Gebirge, *Lóczy sen.* im Balatonhochland) hin, dass in den ungarischen Mittel- und Inselgebirgen auch Faltungen kleineren Masses, Überschiebungen und Aufschuppungen nicht fehlen. Besonders *Pávai* betonte das, aber neuerdings wird fast von sämtlichen kartierenden Geologen auf diesen Umstand hingewiesen. So u. a. von *Schréter* im Bükkgebirge, von *Horusitzky*, *Vigh* und *Jaskó* im Budaer Gebirge, von *Szentes* im Balatonhochland, von *Balogh* am Plateau von Szilice und Pelsőc und noch von vielen anderen Verfassern.

Die verschiedenartige Auswertung, Ergänzung und Kombinierung dieses ziemlich einheitlichen Beobachtungsmaterials führte die einzelnen Verfasser zu verschiedenen Folgerungen und erdgeschichtlichen Bildern.

Pávai sieht in der Tisia eine stark gegliederte, dritte, innere, mesozoische Geosynklinale, aus der die ungarischen Mittel- und Inselgebirge als Kettengebirgsteile — welche einen dem Bogen der Karpaten entsprechenden Ablauf aufweisen sollen — aufgefaltet wurden. Diese Annahme bedeutet im Wesentlichen die Verneinung des Zwischengebirges und steht zu dem von der Tisia gewonnenen allgemeinen Bild und der unverkennbar nachgewiesenen Kratogenstruktur derselben im Gegensatz.

Im Zusammenhange mit den ungarischen Insel- und Mittelgebirgen erwähnen viele Verfasser (*Uhlig, Rozlozsnik, Telegdi-Roth, Vadász, Pávai, Szalai, Szentes, Bogsch* usw.) mesozoische und andere Teilgeosynklinale bzw. Teile von Geosynklinalen. Die meisten lassen aber die Frage offen, was man darunter eigentlich zu verstehen hat. Ob das einen Teil der Hauptgeosynklinale bzw. einen Seiten-, Neben-, bzw. Parallelast derselben darstellt oder durch Faltung entstandene Tröge, wie das *Pávai* annimmt oder aber eine Parageosynklinale im Sinne *Stilles*, wie dies von *Vadász* und anderen angenommen wird.

Szentes betont, dass das Ungarische Zwischengebirge stark zerstückelt und das alpine Orogen in Teilgeosynklinale zergliedert ist und weist auf den zweiseitigen Bau unserer Gebirge hin. Seiner Ansicht nach entwickelten sich die Karpaten — im Gegensatz zur Auffassung von *E. Suess, P. Termier, L. Kober, H. Stille, R. Staub* und sämtlicher ungarischen Geologen — nicht aus einer einheitlichen Geosynklinale, sondern durch die Aneinanderkettung von Gebirgsbögen verschiedener Struktur, die — wie dies auch von *Bubnoff* behauptet wird — in verschiedenen Teilgeosynklinalen entstanden sind. Nach *Szentes* stellte das Gebiet der Nordostkarpaten bis zur Ausbildung des Flyschmeeres nicht einmal eine Parageosynklinale dar.

Nach so vielen Auffassungen, die sich untereinander teilweise unterstützen, teilweise aber widersprechen, erscheint es nicht als überflüssig, die verschiedenen Begriffe erst auf geomechanischer Grundlage zu klären, um nachher eine zusammenfassende Synthese geben zu können.

Vor allem wollen wir nun die Wirkung der mittelkretazeischen gebirgsbildenden Kräfte auf das Ungarische Zwischengebirge bzw. auf die Ausbildung des Transdanubischen Mittelgebirges anhand der Abbildungen 1—3 betrachten.

Abb. 1 zeigt die Art der Inanspruchnahme, ferner die NO-SW-lichen und NW-SO-lichen Bruchlinien, die im Zwischengebirge entstanden. Daraus, sowie aus dem Vergleich mit dem in Abb. 2 dargestellten Schema der Inanspruchnahme, das in meiner Arbeit »Die Grundlagen der Geomechanik« ausführlich erörtert wurde, geht klar hervor, dass dieses Bruchsystem eine Folge des angezeigten Drehmomentes ist.

Nur durch diese Inanspruchnahme kann nämlich der Umstand erklärt werden, dass in unseren Mittelgebirgen gleichzeitig mit den gut bekannten Längs- und Querverwerfungen in denen und zwar entlang der Längsverwerfungen, Überschiebungen und Aufschuppungen entstanden, die auf Druck hinweisen, während in der darauf senkrechten Richtung, also entlang der Querverwerfungen, disjunktive Erscheinungen auftraten.

Letztere zeigen sich unter anderem auch in der starken Gliederung des Mittelgebirges, in seinem Auseinanderfallen in Schollengebirge (Szleme, Kalnik, Inselgebirge von Keszthely, Bakony, Vértes, Gerecse, Esztergom-Budaer-Gebirge, Bükk usw.), ferner im Zugcharakter der Querverwerfungen in den Kohlenbecken von Ajka, Tatabánya, Salgótarján usw.

Aber auf eine solche Inanspruchnahme weisen auch die entlang der Querbrüche stufenartig erfolgten horizontalen Verschiebungen im Transdanubischen Mittelgebirge hin, wie das aus der linken Nebenabbildung der Abb. 2 und aus dem Vergleich mit der in Abb. 3 dargestellten geologischen Kartenskizze klar hervorgeht [32].

Die Ausbildung der starren Masse der Tisia ist aber in eine noch ältere Zeit zurückzuführen. Die Ausbildungszeit muss in die variszische Gebirgsbildung gelegt werden. Zur Zeit der kretazeischen karpatischen Gebirgsbildung



Abb. 1 Geomechanische Skizze zur Entwicklung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge
 Zeichenerklärung: 1. Urmassive, 2. Orogene (Alpen, Karpaten, Dinariden), 3. Tisia (Ungarisches Zwischengebirge), 4. Mittel- und Inselgebirge, 5. Bruchlinien, 6. Richtung der kretazeischen gebirgsbildenden Kräfte

besass ihre Gestalt bereits im grossen und ganzen die heutige Form (Abb. 1). Aus den Ablafrichtungen ihrer Grenzen kann leicht festgestellt werden, dass sie entlang der Hauptgleitflächen entstanden sind. Dies ist dasselbe Bild, wie bei allen alten Schilden und Tafeln, die alle nach S hin eine Spitze aufweisen und NO-SW-liche und dazu senkrechte Grenzlinien besitzen.

Die Ursache für den im Raum und in der Zeit sich wiederholenden Auftritt dieser Richtungen ist in der Pulsation der Erde zu suchen. Es hängt damit zusammen, dass vor jeder Gebirgsbildung in der Erdkruste Zugkräfte, während der Orogenese hingegen Druckkräfte auftreten, ferner damit, dass während-

dessen auch die grossen kontinentalen Blöcke mal den Polen zu, mal in entgegengesetzter Richtung, dem Aequator zu wandern [20, 28—30]. Das sich immer wiederholende Auftreten dieser diagonalen tektonischen Richtungen ist ein Resultat dieser hauptsächlich in meridionaler Richtung erfolgten Bewegung, ferner der abwechselnd auftretenden Zug- und Druckkräfte.

Wir werden noch sehen, dass auch die Ausbildung der mesozoischen Ablagerungströge innerhalb der Tisia auf diese uralten tektonischen Grundlagen zurückzuführen sind.

Vorher muss aber der Begriff der Geosynklinale geklärt werden, um zu entscheiden, zu welchem Typ eigentlich unsere Sedimentationströge gehören.

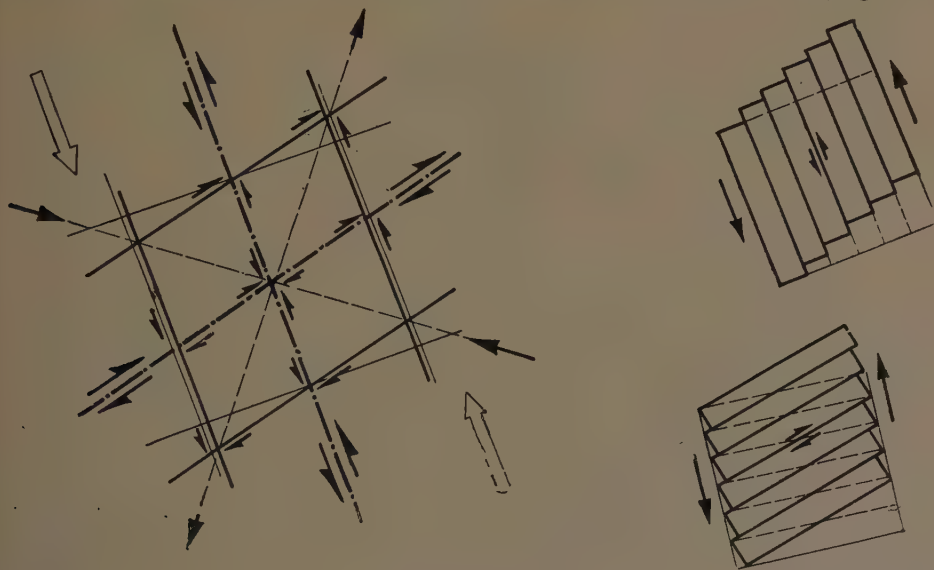


Abb. 2 Schema der kretazeischen Inanspruchnahme auf Drehung

Die Kenntnis über den Begriff der Geosynklinale ist bereits recht alt. J. Hall (1857), Dana (1875), P. Termier, M. Bertrand, E. Haug und in unserer Zeit hauptsächlich H. Stille und L. Kober waren die verdienstvollen Forscher, die den Begriff der Geosynklinale definierten. Doch wird der Begriff heute noch bei vielen Forschern nicht einheitlich gebraucht.

Ohne eine Schilderung der geschichtlichen Entwicklung des Begriffes sollen hier nur in Kürze die Feststellungen zusammengefasst werden, die nach der neuesten tektonischen Literatur als Kriterien der verschiedenen Geosynklinale betrachtet werden.

Im weitesten Sinne wird der Begriff der Geosynklinale bei Stille aufgefasst. Seiner Ansicht nach sind sämtliche sekulär, also langsam und in langer Zeit sinkende Gebiete, unabhängig davon, ob sie von marinen oder kontinentalen

Ablagerungen ausgefüllt werden, als Geosynklinalen aufzufassen. Dabei ist es nebensächlich, ob in diesen Gebieten Kettengebirge entstehen oder nicht [8]. In diesem, aber nur in diesem Sinne, ist z. B. auch die norddeutsche Ebene, die Depression des Adriatischen Meeres, die aufgeschotterte Po-Ebene auch das Senkungsgebiet des Pannonischen Beckens als eine Geosynklinalen zu betrachten.



Abb. 3 Wirkung der kretazeischen Inanspruchnahme auf die ungarischen Mittel- und Inselgebirge
 Zeichenerklärung: 1. paleozoische Rumpfgebirge, 2. Ruinen der mesozoischen Kratosynklinalen, mit der Streichrichtung der Aufschuppungen (die Zahnung zeigt die Fallrichtung der Schichtenkomplexe an), 3. Alpen, Karpaten, 4. Andesit-vulkanische Gebirge, 5. tertiäre Hügellandschaft, 6. Tiefland, kleinere Becken, Alluvium, 7. Richtung der gebirgsbildenden Kräfte

Diese Auffassung weicht aber in grossem Masse und wesentlich von der Auffassung aller anderen obenerwähnten Verfasser ab. Im Sinne dieser Forscher, aber noch immer auf Grund der *Stille'schen* Terminologie, unterscheidet man heute Orthogeosynklinalen und Parageosynklinalen, deren Charakteristikum hier wegen Platzmangels nicht wiedergegeben werden kann.

Im Grunde genommen sind aber diese letzteren als Grabensenken zu betrachten, weil unter anderem nur in diesem Falle die sonst nicht zu erfüllende Bedingung erfüllt wird, dass bei einem gewissen Grad Labilität und Beweglichkeit der Oberfläche, der Untergrund gleichzeitig doch konsolidiert bleibt (Abb. 4).

Kober bezeichnet die Orthogeosynklinalen — in Anbetracht ihrer Hauptmerkmale, dass nämlich die Kettengebirge aus ihnen entstehen — als *Orogeosynklinalen* oder kurz *Orosynklinalen*.

In Anbetracht der Unterschiede, die zwischen den beiden Typen der Geosynklinalen bestehen und im Grunde genommen auf mechanisch-tektonische Ursachen zurückzuführen sind, möchte ich an Stelle der Bezeichnung Parageosynklinale die Bezeichnung *Kratogeosynklinale* oder kurz *Kratosynklinale* vorschlagen. Auch durch diesen Namen möchte ich dem Umstand Ausdruck geben, dass, während die *Orosynklinalen* die Wiege der Orogene darstellen, die *Kratosynklinalen* Synklinalen innerhalb des kratogenen Gebietes darstellen und kratogene Tektonik aufweisen.

Man sieht also, dass die verschiedenen Typen der Geosynklinalen sehr

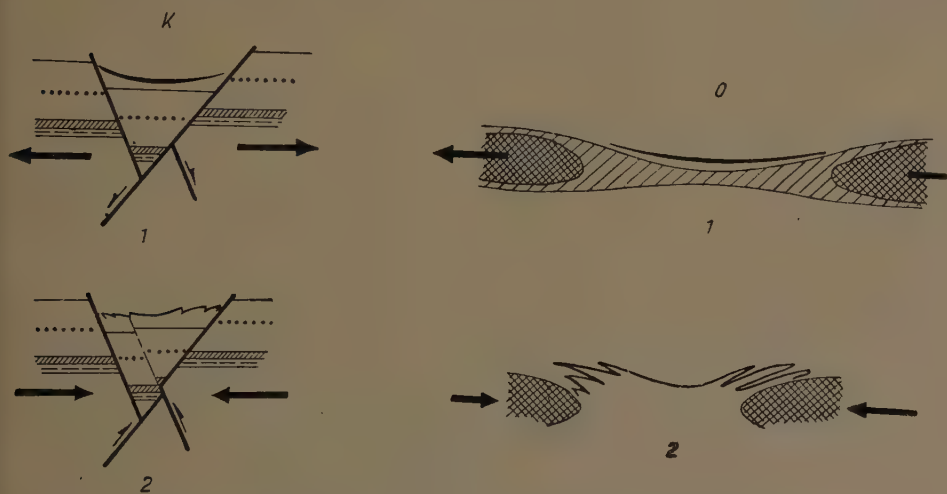


Abb. 4 Geomechanische Schemen der Krato- und Orosynklinalen

viele und klar definierbare Merkmale aufweisen. Darunter stehen die mechanisch-tektonischen an erster Stelle. Und das einfach darum, weil die übrigen nur eine Folge der geomechanischen sind. Aus den Unterschieden oder Ähnlichkeiten der geomechanischen Verhältnisse ergeben sich selbstverständlich nicht nur die Differenzen in Bewegung und Struktur, sondern auch jene der Sedimentation, des Vulkanismus und der Gravitation, sowie auch die hier und da auftretende Übereinstimmung [31].

*

Nach der Besprechung dieser theoretischen Probleme ist auch die Entscheidung der Frage nicht mehr schwer, welchem Typ die ungarischen Mittel- und Inselgebirge zuzurechnen sind.

Vor allen Dingen muss man feststellen, dass die durch sie vertretenen verhältnismässig schmalen mesozoischen ungarischen Geosynklinalen eine auffallend geradlinige und parallele Ablaufrichtung aufweisen, die mit der Richtung der globalen meridionalen Zugkraft einen Winkel von etwa 45° bildet. Dieser

Umstand weist darauf hin, dass die Ausbildung der Geosynklinalen in einer bereits starren Masse stattfand. Mit anderen Worten heisst es, dass das heute als Tisia bezeichnete Ungarische Zwischengebirge bereits damals eine starre Masse repräsentierte, die später, zu Beginn der alpidisch-karpatischen Orogenese in ihrer Rolle als starrer Leisten nur noch klarer und deutlicher zum Ausdruck kam.

Die marine Ablagerungsbildung erfolgte in den ungarischen mesozoischen Synklinalen nicht ungestört. Sie wurde durch Krustenbewegungen und Hebungen oft unterbrochen. Dafür können folgende Beispiele, entsprechend der Richtung der Wanderung von Krustenbewegungen, in der Richtung von Süden nach Norden bzw. nach Nordosten gehend, angeführt werden: im Villányer Gebirge wird die Ablagerungsbildung am Ende der mittleren Trias unterbrochen und der Jura ist lückenhaft; im Mecsek-Gebirge fehlt die Obertrias und der Grossteil der Kreide; im Transdanubischen Mittelgebirge (Inselgebirge von Keszthely, der Bakony, Vértes, Gerecse und Pilis) ist der Jura lückenhaft ausgebildet und auch die untere Kreide fehlt. Im Bükk hört während des Jura die Sedimentation auf, die vom Karbon bis zum Ende der Trias ununterbrochen stattfand. Eine neue Transgression erfolgt erst wieder in der Oberkreide.

Eine ähnliche Unruhe und Lückenhaftigkeit weist in diesen Gebieten auch die Sedimentation während des Tertiärs auf.

Es ist bekannt, dass unter den mesozoischen Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges, nämlich in denen des Bakony, keine ufernahen Ablagerungen gefunden worden sind. Dagegen durchquerten mehrere Tiefbohrungen im Gebiete der Grossen Ungarischen Tiefebene triassische Kalksteine. Dieser Umstand weist darauf hin, dass unsere Kratosynklinale, vom Gesichtspunkte des Wasserspiegels aus, sozusagen uferlos war. Ein schmaler Inselmeerstreifen sank vom Ufer entfernt grabenartig in die Tiefe. Es mündeten keine Flüsse unmittelbar in diese Kratosynklinale und darum fehlen auch die groben Ablagerungen. Im verhältnismässig tiefen Graben kamen nur marine Sedimentärgesteine, hauptsächlich Kalksteine und Dolomite zur Ablagerung.

Dieser uferlose Zustand erklärt vielleicht auch den Umstand, warum die Ablagerungsbildung verhältnismässig leicht vom Tiefseecharakter in den Flachseecharakter und umgekehrt übergeht. Es genügt eine grössere relative Bewegung des Meeresbodens, dass die Kratosynklinale ein Sammelgebiet von Ablagerungen eines tieferen Meeres oder aber, der Umgebung entsprechend, ein solches der Sedimente eines seichten Meeres wird.

Innerhalb des Gebietes der Geosynklinalen tritt die kristalline Grundlage nirgends ans Tageslicht, obwohl sie in der Nähe der Ränder überall anzutreffen ist. So findet man z. B. S-lich und SO-lich des Mecsek-Gebirges Granit, Quarzporphyr, Phyllit und Tonschiefer [47], am SO-Rand des Bakony-Gebirges entlang des Balatons (Platten-Sees) in der Umgebung von Révfülöp und Alsóörs phyllitartigen Tonschiefer usw. Die Bohrung von Balatonföldvár erreichte

unter den pannonischen, sarmatischen und mediterranen Schichten in 285,9 m und die Bohrung von Siófok unter dem Pannon in etwa 80 m Tiefe den quarzhaltigen Phyllit. Zwischen Polgárdi und Falubattyán ist paläozoischer kristalliner Kalkstein an der Oberfläche vorhanden. In der Nähe von Urhida kommt phyllitartiger Ton- und Quarzitschiefer, und noch weiter nach NO, im Velenceer-Gebirge, Granit und Phyllit vor [13].

Die Eruptivgesteine dieser Geosynklinalen gehören überwiegend der atlantischen bzw. mediterranen Gesteinsprovinz an. Die sogenannten Grünsteine, die als ophiolithisch bezeichnet werden könnten, fehlen sozusagen vollkommen. Abgesehen von den Spuren von Diabasschiefer bzw. Diabastuffen zwischen Litér und Szentistván, kommen sie nur im Borsoder Bükkgebirge vor [35].

Schréter und *Szentpétery* haben dort eine ältere und eine jüngere Eruptivserie unterschieden. Die ältere besteht aus Porphyritoid, Porphyroid, Plagiophyr und Grünsteinschiefer, die jüngere aus Diabas, Gabbro und aus verschiedenen Produkten einer ultrabasischen Differenziation. Das Alter der letzteren wird von *Schréter* in die nachmitteltriassische Zeit gelegt, er schliesst aber auch die Möglichkeit nicht aus, dass sie in Verbindung mit der starken Faltung an der Grenze der Unter- und Oberkreide emporgedrungen sind.

Ich möchte erwähnen, dass triassische Ausbrüche auch von anderen Stellen bekannt sind. *Szalai* [37] stellt die Zeit des Ausbruches der Diabase in den Nordostkarpaten mit Bezug auf *Andrusow* ebenfalls in die Untertrias. Sie schliessen sich also auch hier dem postherzynischen Bildungsstadium der alpidisch-karpatischen Geosynklinalen an.

Das Alter der älteren Eruptivgesteine wurde von *Schréter* ohne eine nähere Angabe, bedingt in das Paläozoikum gestellt, nachdem *Rozlozsnik* die Porphyroide und Grünschiefer der Zipser Decke in den Nordkarpaten ebenfalls für paläozoisch hält.

Vom allgemeinen tektonischen Gesichtspunkte aus möchte ich meinerseits ihr Alter vielmehr in die Geosynklinalenphase, also in die Trias, stellen. Und dies einerseits darum, weil die in Rede stehenden gepressten Eruptivgesteine von unter-, stellenweise sogar von mitteltriassischen Bildungen überlagert werden und andererseits darum, weil in ihrem Liegenden nirgends die am Aufbau des Gebirges teilnehmenden älteren, also karbonischen und permischen Bildungen, wie das übrigens auch von *Schréter* selbst festgestellt wurde, eine Rolle spielen.

Im Mecsekgebirge gibt es keine Spur von ophiolithischen Gesteinen. An ihrer Stelle sind in der Kreide typische atlantische Eruptivgesteine, wie Phonolithe und Trachydolerite sowie deren Tuffe ausgebrochen, während in der späteren Periode der Gebirgsbildung, im Mediterran, ein wenig Andesit und mehr verbreitet Dazituffe, also Eruptivgesteine der pazifischen Gesteinsreihe, zur Eruption kamen.

Was nun die Struktur der Gebirge betrifft, so kann im allgemeinen festgestellt werden, dass sie vom alpinen Charakter weit entfernt steht. Überschie-

bungen von grossem Ausmass, Deckfalten gibt es nirgends, nur sanfte Falten, Bruchfalten, Aufschuppungen und Schollenverschiebungen. So ist z. B. das Transdanubische Mittelgebirge ein sanft gefaltetes und zerbrochenes Schollengebirge (*Lóczy*), das Mecsek ein Bruchfaltengebirge (*Vadász*) und das Borsoder Bükk ein gefaltetes, aufgeschupptes und teilweise zerbrochenes Gebirge (*Schréter*). Demgemäss ist das Transdanubische Mittelgebirge germanotyp und steht seiner Struktur nach dem sog. reinen kratogenen Typ am nächsten. Das Mecsekgebirge zeigt schon einen gewissen anfänglichen Übergang zum alpinen Typ, während das Borsoder Bükkgebirge mit seinen stark gefalteten, aufgeschuppten marinen Sedimenten und Grünsteinen die verhältnismässig grösste Ähnlichkeit mit den nahe gelegenen Karpaten aufweist,¹ ohne aber als ein richtiges Orogen betrachtet werden zu können. Die verschiedenen Grade sowie die Übergänge können offenbar durch die geographische Lage erklärt werden. Die Kratosynklinen am Rande des Zwischengebirges, also diejenigen, die dem Orogen am nächsten lagen, weisen natürlich mehr Analogien auf als die, die im Inneren der Tisia lagen, wohin ihr Wasser und Fauna vielleicht seltener einbricht und wo auch die Wirkung der Kräfte etwas mehr gedämpft zum Ausdruck kommt. Trotzdem aber konnten natürlich die letzteren zeitweise mit den äusseren grossen Orosynklinen in Verbindung kommen. Darauf kann der Umstand zurückgeführt werden, dass die marine Ablagerungsserie der ungarischen inneren Kratosynklinen mal einen südalpinen, mal einen ostalpinen oder aber einen mitteleuropäischen Charakter aufweist. Stellenweise und zeitweise zeigen sie untereinander, zu anderen Zeiten wieder mit dieser oder jener Art des umliegenden Orogens eine grössere Ähnlichkeit.

In der Ausbildung der Struktur kommt die charakteristische kratogene Tektonik, das diagonale Bruchsystem überall zur Geltung. Vor allem prägt sich das kretazeische, d. h. jenes Bruchsystem aus, das aus NO-SW-lichen und dazu rechtswinkligen Dislokationsrichtungen besteht. Entlang derselben erfolgten manchmal auch viel spätere Bewegungen.

Wie die Verwerfungen, die sanften Falten und die horizontalen gebirgsbildenden Kräfte miteinander im Zusammenhange stehen, habe ich bereits erklärt [26, Abb. 3].

Ausser dem bereits gesagten sollen nun noch folgende Beispiele zur Erklärung der in Rede stehenden Gebirgsstrukturen dienen.

Nach *Vadász* besteht das Mecsekgebirge, das man auch als Baranyaer Inselgebirge zu bezeichnen pflegt, aus zwei Teilen. Der westliche Teil ist der eigentliche Mecsek-Zug, der eine nach W zu unvollständige permisch-triassische Antiklinale darstellt. Der östliche Teil wird vom Zengő-Zug gebildet. Er wird von einer jurassischen Perisynklinale gebildet, in der auch kretazeische Eruptivgesteine eine Rolle spielen. Im generalisierten Profil, das diese Perisynklinale

¹ Dessen Perm aber marin ist, wie am nächsten das der Ostkarpaten.

in NNW-SSO-licher Richtung durchquert, sieht man klar (Abb. 5), dass der grösste Teil des Gebirges nach Süden sanft aufgeschuppt und teilweise auf den südlichen Uferrand — auf Granit, ja sogar bei Pécs auch auf die sarmatisch-pannonische Serie — aufgeschoben ist. Im Norden liegt in der Umgebung von Magyaregregy—Kárász—Szászvár—Máza ein ebenfalls nach Süden zu aufgeschuppter und stark gestörter schmaler mesozoischer Zug, der z. B. bei Szászvár samt dem liassischen Kohlenkomplex auf die im Süden gelegene mediterrane Ablagerungsserie geschoben ist.

Manche neuere Beobachtungen, die hauptsächlich durch *István Vitális*, *Pávai* und *Noszky jun.* gemacht wurden, weisen darauf hin, dass die Struktur des nördlichen Gebirgsrandes komplizierter ist, als man es bis jetzt annahm und dass an manchen Stellen auch die Spuren einer Rück-, d. h. einer Nordfaltung vorzufinden sind. Nach *István Vitális* erreichten die Schurfb Bohrungen

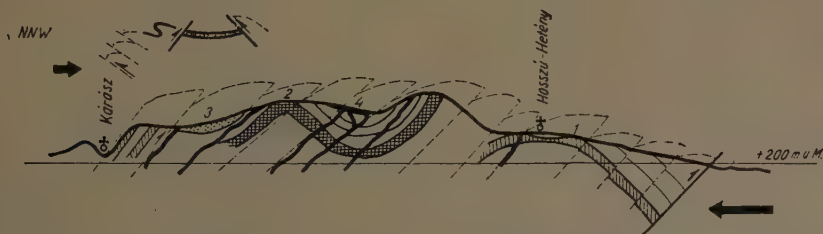


Abb. 5 Generalisiertes geologisches Profil durch die Zengő-Gruppe des Mecsekgebirges ($7\frac{1}{2}$ -mal überhöht) nach Böckh, Hofmann und der Karte von Vadász (mit Berücksichtigung der Detailbeobachtungen von Vitális, Telegdi-Roth, Noszky jun. und anderen).

Zeichenerklärung: 1. Unter-Lias, 2. Bajocien, 3. Helvetien, 4. Trachydolerit

auf Kohle, die man am Nordrande des Zengő-Zuges, an dem kleinen Vorkommen des unterliassischen marinen Komplexes angesetzt hat, nachdem sie die unterliassische Kohlenserie durchquerten, wieder die mit Gryphaeen charakterisierten Hangendschichten. Daraus schloss *Pávai* auf eine von S nach N umgekippte Falte und *Sándor Vitális* auf eine Schuppenstruktur [16].

Nach *Noszky jun.* weist die Art des Ablaufes vom Dazituff, der in der mediterranen Senke vorkommt, auf eine im geschlossenen Becken erfolgte Ablagerung hin, während der schmale mesozoische Streifen in der Umgebung von Magyaregregy stellenweise nach N umgekippte Flexuren und Falten andeutet. Auch die Profile der Kohlengruben von Váralja und Mányok, die dieses Gebiet in N-S-licher Richtung durchqueren, scheinen auf eine nach N erfolgte Umkipfung der Aufschuppung, der Faltung hinzuweisen.

In Abb. 5 und in deren oberen linken Ecke habe ich alle diese Verhältnisse verallgemeinert und ergänzt zusammengefasst. Es scheint also Tatsache zu sein, dass neben der allgemeinen südlichen Aufschuppung des Mecsekgebirges, an den Nordrändern auch die Spuren einer in entgegengesetzter Richtung erfolgten

Aufschuppung nicht fehlen. Ein Teil derselben sank aber entlang des nördlichen Randbruches des Gebirges offenbar in die Tiefe.

Die sanfte Faltung dürfte wohl noch während der geosynklinalen Phase des Mecsekgebirges, d. h. während der Ausbildung der Grabensenke und der Ablagerungsbildung beginnen und sich mit den obertriassischen sog. alt-kimmerischen Bewegungen fortsetzen. Zur Zeit der mittelmiozänen, austroalpinen Phase war sie grösstenteils bereits ausgebildet. Auf Grund des allgemeinen geomechanischen Bildes bleibt kein Zweifel darüber, dass zur selben Zeit, d. h. zu Beginn der alpidisch-karpatischen Gebirgsbildung, also in der Kreide, sich die NO-SW-lich und rechtswinklig dazu stehenden Brüche ausgebildet haben, wenn auch später entlang derselben noch grössere Bewegungen stattfanden. Die Längsbrüche, die mit Überschiebungen und Aufschüppungen verbunden waren, sind besonders am Nord- und Südrande des Gebirges sehr häufig, sie sind aber auch im Inneren des Gebirges anzutreffen. Die in NW-SO-licher Richtung ablaufenden Querbrüche weisen eher darauf hin, dass hier Zugkräfte gewirkt haben. So z. B. in der Dislokationszone, die den Mecsek- und Zengő-Zug voneinander trennt. In der Umgebung von Komló und Vasas zeigt auch die Streichrichtung der Eruptivgesteine diesen Umstand an. Das Unterhalb von Komló bekannte 2 km breite mediterrane Amphibolandesitvorkommen liegt mit seinem 8 km langen Streichen direkt in der Fortsetzung des miozänen Phonoliths des Kövesdtdető. Dieselbe Richtung zeigt auch das andere, das Somlyóer Phonolithvorkommen im Nordteil des Zengő-Zuges.

Die Verhältnisse sind also vollkommen mit denen identisch, die im Zusammenhange mit der Bruchstruktur des Transdanubischen Mittelgebirges bereits ausführlich behandelt wurden. Dasselbe bezieht sich auch auf die entlang der Querbrüche erfolgten horizontalen Bewegungen, welche auch im gegenseitigen Verhältnis des Mecsek- und Zengő-Zuges zum Ausdruck kommen.




















Vadász nahm im Falle des Mecsek-Gebirges eine von Norden her wirkende gebirgsbildende Kraft an. Nach den geomechanischen Grundgesetzen, die wir im folgenden noch ausführlicher behandeln werden, müssen wir aber zu der Folgerung gelangen, dass wir auch diese aktive Kraft, wie auch im Falle des Mittelgebirges, sowie des ganzen Ungarischen Zwischengebirges, im allgemeinen als eine von Süden nach Norden wirkende Kraft auffassen. Auch die Art der horizontalen Bewegungen bestätigt diese Annahme.

Ein zweites Inselgebirge, das wir besprechen möchten, ist das Borsoder Bükkgebirge. Schon früher wurde darauf hingewiesen, dass es mit den echten Orogenen eine grössere Ähnlichkeit aufweist, als alle anderen ungarischen Gebirge. Wir werden sehen, dass auch in mechanisch-tektonischer Hinsicht dasselbe zutrifft.

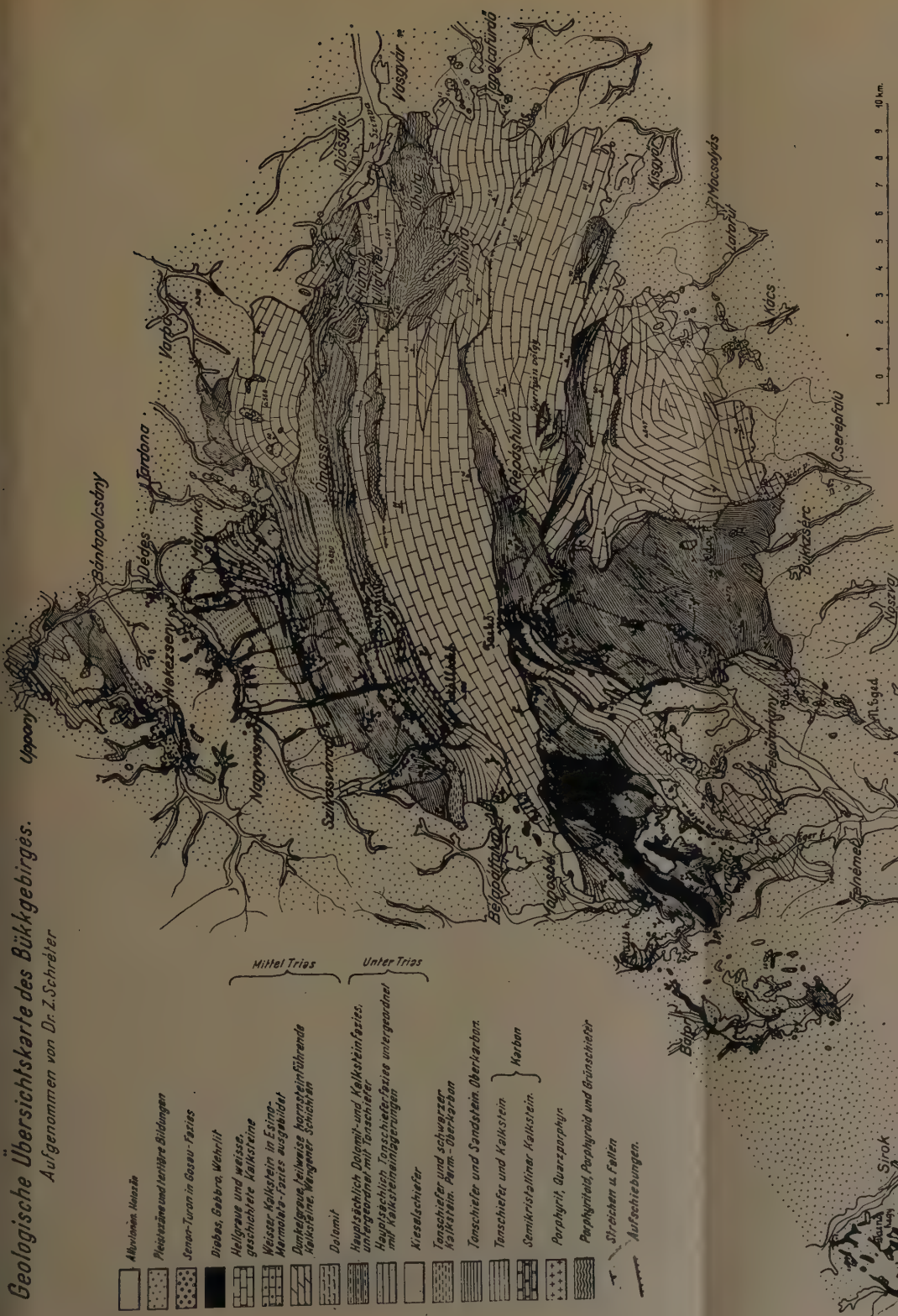
Abb. 6 zeigt die von Schröter zusammengestellte geologische Übersichtskarte des Bükk. Die Zusammenhänge zwischen Inanspruchnahme und geomechanischer Ausbildung der Gebirgsstruktur habe ich im skizzenhaften Blockdiagramm des Gebirges dargestellt (Abb. 7).

Geologische Übersichtskarte des Bükkgebirges.

Aufgenommen von Dr. Z. Schröter

- | | |
|---|--|
|  | Aluvionen, Flussschotter |
|  | Prekambrium und ältere Bildungen |
|  | Senon-Turon in Gassau-Fazies |
|  | Diabas, Gabbro, Wehrhilt |
|  | Hellgraue und weisse, gestrichelte Kalksteine |
|  | Weisser Kalkstein in Esina-Hermakura-Fazies ausgebildet |
|  | Dunkelgraue, teilweise hornsteinführende Kalksteine, weniger Schichten |
|  | Dolomit |
|  | Hauptgabbro Dolomit- und Kalksteinfazies, untergeordnet Tonstein |
|  | Hauptgabbro Tonstein auf Kalksteinniedergrängen |
|  | Kieselsteine |
|  | Tonschiefer und schwerer Kalkstein, Perm-Übergang |
|  | Tonschiefer und Sandstein Oberkarbon |
|  | Tonschiefer und Kalkstein |
|  | Semikristalliner Kalkstein |
|  | Porphyrit, Quarzporphyr |
|  | Porphyryd, Porphyryd und Grünschiefer |
|  | Streichen u. Fallen |
|  | Aufschreibungen. |

Mittel Trias Unter Trias



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

Das Bükkgebirge weist eine charakteristische asymmetrische zweiseitige Struktur auf. In seiner kleineren nördlichen Flügelpartie, die man auch als Upponyer Inselgebirge bezeichnet und die eigentlich ein Anhängsel des eigentlichen Bükkgebirges darstellt, ist die allgemeine Fallrichtung nach SO gerichtet. Im grösseren, südlichen Teile, im eigentlichen Bükkgebirge selbst, figurieren vorherrschend Fallrichtungen von nördlichen Komponenten (dem sich nach Norden ausbiegenden viertelkreisförmigen Streichen entsprechend : NW, N und

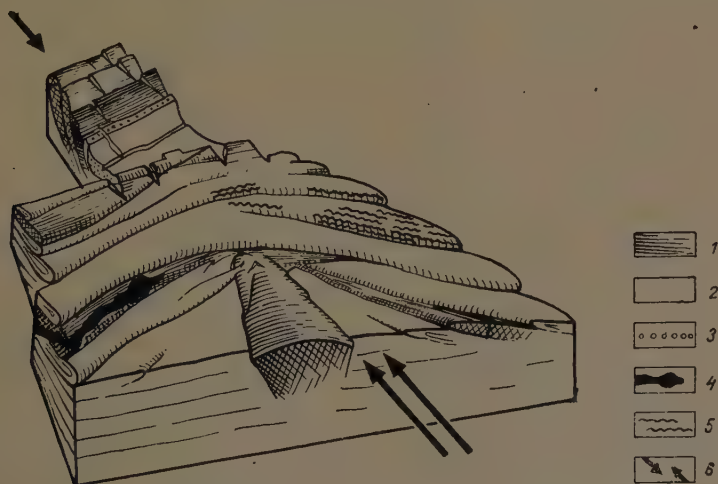


Abb. 7 Geomechanisches Blockdiagramm des Bükkgebirges

Zeichenerklärung : 1. Paleozoikum, 2. Mesozoikum, 3. Oberkreide, Gosau, 4. Diabas, Gabbro, Wehlrit, 5. Porfirritoid, Porfiroid, Grünschiefer, 6. Richtung der gebirgsbildenden Kräfte

NO). Die Richtung der Fältelung bzw. die Aufschuppung ist gerade entgegengesetzt : im Upponyer Inselgebirge NW-lich, im Bükk vorherrschend südlich (SO, S, SW).

Der stratigraphische Aufbau des Gebirges wird in der Karte *Schréters* und im Blockdiagramm gezeigt. Im Trog zwischen den beiden Gebirgsteilen sind pleistozäne und tertiäre (miozäne) Bildungen vorhanden, an dessen Nordrande dagegen Oberkreide von Gosau-Fazies.

Die Ausbildung dieser Struktur kann nach der im Blockdiagramm dargestellten Art und Weise gedeutet werden. Die von SSO-licher Richtung her wirkende gebirgsbildende Kraft (in Abb. 7 mit einem Doppelpfeil bezeichnet) sowie die sich durch Widerstand ergebende kleinere Gegenkraft (kurzer Pfeil) nehmen die Masse des Gebirges bei einem verhältnismässig kurzen Arm (die auf die Richtung der Kräfte rechtswinklige Entfernung) auf Druck bzw. auf Drehen in kleinerem Ausmasse in Anspruch.

Das Resultat der zweiseitigen, jedoch ungleichen Kräfte ist die Faltung und die zweiseitige Aufschuppung. Infolge der Lage des Angriffspunktes der aktiven

gebirgsbildenden Kraft kommt im unmittelbar getroffenen südlichen Teil akzessorisch auch eine Inanspruchnahme durch Biegung zustande. Die Folge davon offenbart sich in der nach Norden gebogenen Streichrichtung, ferner im äusseren, also nördlichen Teil in der Inanspruchnahme durch Zug und im inneren, südlichen Teil in der Inanspruchnahme durch Druck. In der gezogenen Zone werden dementsprechend die einzelnen Schichtkomplexe eingeschnürt und eingerissen, während in der Druckzone der mittlere Teil keilartig nach innen, d. h. nach S zu und gleichzeitig auch nach oben zu bewegt wird. So erscheint zwischen Tarkó und Bükkzsérc auf triassische Bildungen geschoben der karbonische Tonschiefer, eine zwar ältere, aber plastische Bildung.²

Der übriggebliebene Teil der aktiven gebirgsbildenden Kraft nimmt den aufgeschuppten nördlichen Anhang, das Inselgebirge von Uppony, hauptsächlich auf Drehmoment in Anspruch. Infolgedessen entstehen in ihm, laut Abb. 2, die wohlbekannten diagonalen Brüche und kleinere, horizontale Schollenverschiebungen. Diese Verhältnisse nützt der Bán-Bach, und vielleicht noch mehr der Csermely-Bach aus, die einmal in der Fall-, einmal in der Streichrichtung fließen und so die Bildungen dieses Gebirgsteiles durchqueren.

Dieselben Richtungen und Brüche sind auch im Falle der grossen Randverwerfungen des Bükkgebirges anzutreffen. Ihr Bildungsalter ist in die Kreide zu stellen, obwohl entlang einzelner Brüche erst viel später, im Laufe des Tertiärs, tatsächlich Bewegungen stattfanden, die heute klar zu beobachten sind.

Im Zusammenhang mit der Tektonik des Bükkgebirges müssen wir nun die Klärung der Frage der zweiseitigen Struktur auf theoretischer, geomechanischer Grundlage versuchen.

In Ungarn wurde dieses Problem in seiner allgemeinen Form von *Szentes* aufgeworfen [40]. Infolge der lückenhaften Literatur und des Umstandes, dass seinerseits vieles nur mündlich mitgeteilt wurde, sind manche Irrtümer in diese Zusammenfassung hineingeraten, so dass dieses wichtige Problem ohne eine theoretische, geomechanische Klärung nur zu einer unfruchtbaren Polemik führen oder unverständlich bleiben würde.

Die Mechanik der auf Druck in Anspruch genommenen Körper habe ich bereits des öfteren behandelt. Es konnte nachgewiesen werden, dass diese Inanspruchnahme in den starren Körpern zu diagonalen, dagegen in plastischeren Körpern zu Deformationen führt, die senkrecht zu der Richtung der wirkenden Kräfte stehen. Wir wissen ferner, dass diese Inanspruchnahmen in der Erdkruste durch die — im allgemeinen durch die Drehung der Erde um ihre Achse entstandenen — Bewegungen der festen kontinentalen Tafeln und Schilde, durch die Annäherung derselben zueinander hervorgerufen werden [24—32].

Jede Masse, die sich in Bewegung befindet, vertritt eine gewisse kinetische

² Diesen Tonschiefer glaubt *Balogh* neuerdings in die ladinische Stufe einreihen zu können. In diesem Falle müssten sich die Kalksteine von den Seiten her auf den Tonschiefer aufgeschoben haben.

Energie (L), deren Grösse durch die Masse des sich bewegenden Körpers (m) und die momentane Geschwindigkeit (v) ausgedrückt werden kann, da zwischen ihnen folgender Zusammenhang besteht :

$$L = m \frac{v^2}{2}$$

Dieser kinetischen Energie gegenüber wirken jene Kräfte, die die Bewegung hindern. Solche sind z. B. diejenigen Kräfte, die aus der Reibung entstehen ; im allgemeinen alle Kräfte, die die Körper gegenüber der Verdichtung, Deformierung

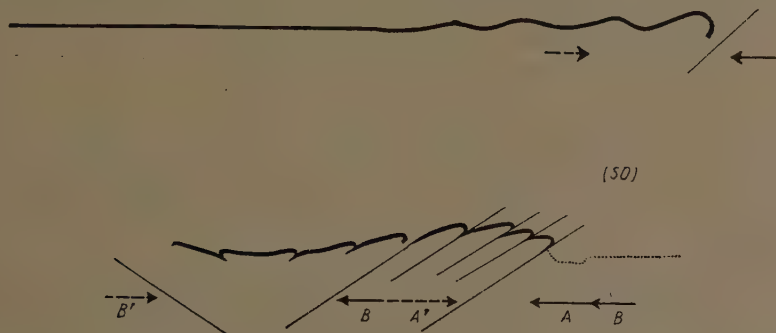


Abb. 8—9 Geomechanisches Schema der Entwicklung des asymmetrisch zweiseitigen Gebirgsbaues, und gleichzeitig das prinzipielle Profil des Bakonygebirges, etc.

mierung und Ortsveränderung ausüben. (In den Abbildungen 8 und 9 die gestrichelten Pfeile.)

Während der Bewegung nimmt also die kinetische Energie (in Abbildung 9 $A+B$) im Verhältnis zu der geleisteten Arbeit zwangsmässig ab $[(A+B)-A]$. So nimmt dann auch der Druck, den sie z. B. nach Abbremsung, nach dem Aufhören der Bewegung auf den sich vor ihr befindenden Körper ausübt (Abb. 9, B), d. h. die Druckkraft, sowie die mit ihr in derselben Geraden liegende, aber in entgegengesetzter Richtung wirkende sog. Gegenkraft (B) ab.

Wenn wir diese Tatsachen berücksichtigen, können wir uns nicht nur den Mechanismus der sich bewegenden Körper, sondern auch den des experimentellen Gesteinsmaterials und der Gebirgsbildung erklären.

Wie die kinetische Energie eines Waggons, den man sachte an eine stehende Waggonreihe anstösst, nur einige Waggons einander nahe presst, ohne — im Falle einer lange Reihe — die letzten Waggons in Bewegung zu setzen, so bilden sich bei einer ähnlichen Inanspruchnahme — entsprechend der Art des sich verdichtenden Materials — die Faltungen und Aufschuppungen aus. Sie entwickeln sich einseitig und zwar an der Seite, wo die kinetische Energie wirkte, stärker und dann von dort immer mehr entfernt allmählich schwächer (Abb. 8).

Wenn die kinetische Energie grösser ist, als es zur Verdichtung des Materials notwendig ist, erfolgt eine einseitige Bewegung der ganzen Masse, angenommen

dass diese Bewegung kein Hindernis findet. Wenn aber Widerstand geleistet wird, so gestaltet sich der übriggebliebene Teil der kinetischen Energie zum Druck um. Als Folge entsteht in diesem Falle eine zweiseitige Faltung oder Aufschuppung.

Die Faltung und hauptsächlich die Bildung von grossen Deckfalten und Aufschuppungen geht im wesentlichen entlang der Hauptgleitflächen (Abb. 4 und 13) vor sich. Die Falten weichen dem Druck aus und falten sich — infolge ihrer Trägheit — der wirkenden Kraft gegenüber nach rückwärts auf, während die abgeschorenen Schuppen auf die sich nach vorwärts, also nach innen schiebende Grundlage und auf die liegenden Flügel geschoben werden. So entsteht die asymmetrische zweiseitige Struktur (Abb. 9).

Aus dem eben skizzierten Mechanismus der Entstehung ist es leicht verständlich, dass der stärker gefaltete bzw. aufgeschuppte Flügel sich immer an der Seite der aktiven Kraft befindet, während der weniger oder nur kaum gefaltete oder geschuppte Flügel an der Seite der passiven Kraft, d. h. des Widerstandes, liegt.

Die symmetrische zweiseitige Gebirgsstruktur kommt nur selten vor, weil sie nur in dem Falle zustande kommen kann, wenn die kinetische Energie gleichzeitig von zwei Seiten her gleichmässig wirkt.

Man muss also auch im Falle des Mecsekgebirges — wie übrigens infolge des Norddriftes der afrikanischen Masse in der ganzen Masse der Tisia einheitlich — in der mittleren Kreide einen von SSO nach NNW wirkenden Druck und eine ebenso gerichtete Bewegung der Unterlage annehmen.

Aus dem skizzierten Mechanismus folgt, dass die die Faltungen hervorbringenden horizontalen gebirgsbildenden Kräfte nicht infolge der Senkung der die Grundlage vertretenden ufernahen alten Teile entstehen, sondern im Gegenteil, die ufernahen Teile sinken unter dem Gewicht der sich aufschuppenden und erhebenden Gebirgsteile, welcher Vorgang gerade durch die gebirgsbildenden Kräfte hervorgerufen wird [16, 47 und 26].

Zwischen der Deckfaltenstruktur der gefalteten Kettengebirge und der Schuppenstruktur der Schollengebirge ist nur eine graduelle Differenz vorhanden, die auf die Konsistenz des Materials zurückzuführen ist. In der Art und Weise der Inanspruchnahme gibt es zwischen ihnen keinen Unterschied. Beide Strukturen werden von horizontalen gebirgsbildenden Kräften hervorgerufen, ebenso wie auch die Struktur der Bruchschollengebirge [26].

Die frühere Auffassung, wonach die Bruchstruktur der Schollengebirge überwiegend auf vertikale Kräftewirkungen (Gravitation) zurückzuführen ist, ist geomechanisch unhaltbar [32].

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass die Richtung und das Mass der Umkipfung (Deckfaltung, Aufschuppung) von folgenden Faktoren abhängt :

1. von der Richtung der aktiven oder aktiver wirkenden Kraft (gebirgsbildenden Kraft),
2. von der Intensität der wirkenden Kraft (von ihrer Grösse und der durch sie hervorgerufenen Geschwindigkeit),
3. von der Lage und Höhe der Flächen, die die Kräfte vermitteln, d. h. den Ausweichungsmöglichkeiten des Materials und
4. von der Konsistenz des in Anspruch genommenen Materials.

Die Lehre *Kobers* über den zweiseitigen Bau der Orogene drückt im Grunde genommen ebenfalls diese mechanische Gesetzmässigkeit aus. Sie stellt aber nur einen speziellen Fall derselben dar. Das Gesetz selbst ist aber nicht nur auf die Orogene, sondern z. B. auch auf die Kratosynklinale gültig, natürlich sowohl hier wie auch dort mit den oben geschilderten Beschränkungen und mit der Modifikation, dass sie — wie für jeden selbständigen physikalischen Körper — so auch für jede einzelne tektonische Einheit (z. B. orogene Äste, Sedimentations-tröge usw.) verwendet werden kann (Abb. 13).

Das ist nicht nur aus dem Sammelprofil (Abb. 13) deutlich herauszulesen, welches die tektonischen Verhältnisse unserer Mittel- und Inselgebirge darstellt, sondern auch aus der Struktur des Gebietes, das nördlich des Bükkgebirges liegt. Erst unlängst ist es nämlich *K. Balogh* und *G. Pantó* gelungen, den schuppenartig aufgeschobenen zweiseitigen tektonischen Aufbau des sog. Gömör-Tornaer Karstes, der zwischen der paläozoischen Masse des Gömör—Zipser Erzgebirges als nördlichem Rand und der paläozoischen Inselgebirgs-Zone von Szendrő als südöstlichem Rand liegt, nachzuweisen.

Berücksichtigt man den Gegenflügel von Pápa, so ist auch der Bakony — im Gegensatz zu der Auffassung von *Lóczy sen.*, der darin ein einseitig aufgebautes, schwach gefaltetes Gebirge sah — asymmetrisch zweiseitig aufgebaut. *Taeger* [41] wies nach, dass in der erwähnten NW-lichen Rar dpartie des Bakony die triassischen (karnischen, norischen, rhätischen) Gesteinsbildungen in entgegengesetzter Richtung fallen, wie im SO-lichen Hauptzug, dass sie also einen Gegenflügel repräsentieren. *K. Telegdi-Roth* [44 und 14] kartierte NW-lich und NO-lich von Zirc ebenfalls südliches und nördliches Einfallen. Das allgemeine Bild der Abbildung 9 zeigt also unter solchen Umständen auch ein theoretisches strukturelles Profil des Bakony, worin der kleinere NW-liche Teil den nördlichen Bakony bzw. den Gegenflügel von Pápa, der tiefere Teil das Synklinorium von Zirc und der grössere, SO-liche Flügel den südlichen Bakony (Balatonhochland) darstellt. In Wirklichkeit ist natürlich das letztere viel mehr abgetragen und der Gegenflügel entlang einer wahrscheinlich schräger stehenden Fläche höher aufgeschoben. Wenn wir uns nun auch die Bruchlinien noch dazu vorstellen, steht das tektonische Profil des Bakony vor uns, das theoretisch nun sowohl dem des Mecsek wie auch dem des Bükk ähnlich ist. Die geologischen Angaben über die Struktur des Gerecse- und des Buda—Piliser-Gebirges sind recht spärlich. Sie enthalten sowohl vom stratigraphischen wie auch vom tektonischen

Gesichtspunkte aus noch viele ungeklärte Detailprobleme, ja sogar Widersprüche. Trotzdem glaube ich, dass wir schon heute eine tektonische Skizze dieser Gebirge entwerfen können, da wir den dazu nötigen Schlüssel bereits besitzen.

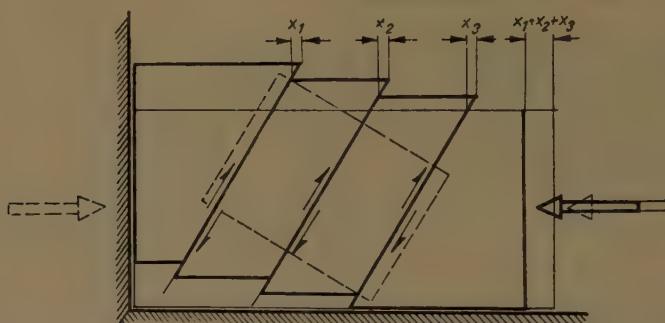


Abb. 10 a

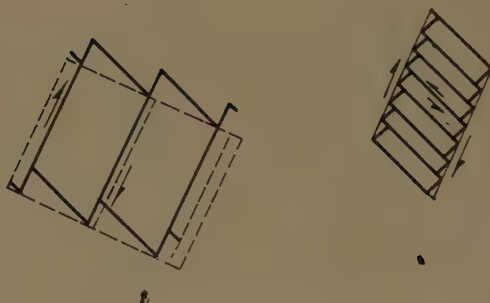


Abb. 10 b—c

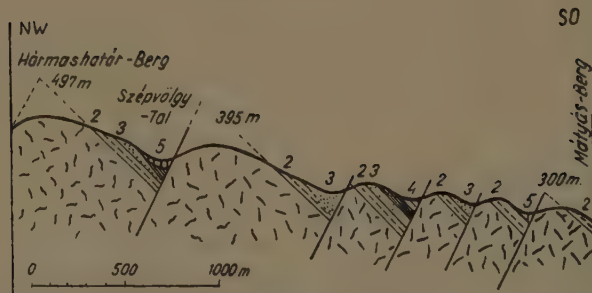


Abb. 10 d

Abb. 10 Geomechanische Erklärung der tektonischen Struktur des Hármasfővárhegy—Mátyáshegy
 Zeichenerklärung: 1. Dolomit, 2. Nummulinenkalkstein, 3. Bryozoen-Mergel, 4. Kleinzeller Ton,
 5. Löss

F. Pávai-Vajna [18] sieht im Gellért-Berg eine Hauptdolomit-Falte, die sich von NW nach SO bewegt hat. In ihrem Liegenden wurde auf das tiefere Glied des Dolomits ein chaotisch gefalteter Schuppen von Raibler Kalkstein

und darüber wieder Dolomit überschoben. Eine Aufschuppung des hornsteinführenden Raibler Kalksteins konnte von ihm auch im W-Teil des Mátyás-Berges beobachtet werden.

Dieselbe Aufschuppung, ja sogar das ganze dazugehörige Schuppensystem wird bereits von *F. Schafarzik* und *A. Vendl* (22., p. 181—191) behandelt. Das bekannte Profil stammt ursprünglich von *K. Hofmann* (p. 187. und Abb. 10 d.), der noch annahm, dass die einzelnen Schollen nach NW allmählich verworfen wurden. *Schafarzik* und *Vendl* deuten aber dieses Profil — da nach NW hin der hornsteinführende Raibler Kalkstein, wie auch das Terrain selbst allmählich in eine höhere Lage kommt — dahin, dass sie hier eine nach SO erfolgte Aufschuppung annehmen.

Ich möchte aber bemerken, dass dieses Profil (siehe Abb. 10 d) sich auch mit der allgemein bekannten Art einer Aufschiebung nicht erklären lässt. Infolge der Aufschuppung gelangten aber die einzelnen Schichten in den aufgeschobenen Schollen, im Verhältnis zu den liegenden Schollen, nicht in eine höhere Lage und die Aufschuppung brachte keine Wiederholung der Schichten in vertikaler Richtung mit sich. Im Gegenteil, sie führte zum Ausfallen von Schichten, was im allgemeinen bei Verwerfungen der Fall ist. Darum dachte auch *Hofmann* an ein paralleles Verwerfungssystem.

Der tatsächliche Mechanismus der tektonischen Bewegung wird in Abb. 10 dargestellt. Der von SO wirkende Druck führte zuerst zu einer stufenartigen Aufschuppung (Abb. 10a). Während der Aufschuppung war jede Scholle auch auf Drehung in Anspruch genommen, die infolge der Reibung der darunter und darüber geschobenen Schollen entstand. Dadurch wurden die einzelnen Schollen deformiert (Abb. 10b). Diese Deformierung kann nur an Hand einer relativen Bewegung der Schichten innerhalb der Schollen zustande kommen (Abb. 10c). Die Spur dieses Vorganges lässt sich im hornsteinführenden Dolomit erkennen, wo der Hornstein infolge der Auswälzung in Schichten von 2—3 cm Dicke bzw. in geschichtet lagernden Knollen vorkommt. Das Endresultat des geschilderten Mechanismus ist die sägeförmig gezackte Oberfläche und Aufschuppung, was im Profil recht auffallend ist (Abb. 10d).³

³ Aus dem Gesagten geht hervor, dass sowohl in der Geologie wie auch in der Bergbaukunde die auch heute noch durch Zerrung erklärten Erscheinungen oft einer Revision unterzogen werden müssen.

In den ungarischen Mittelgebirgen sind nämlich meistens nicht die dazwischenliegenden tertiären Becken entlang von Verwerfungen eingesunken, sondern das mesozoische Grundgebirge wurde aufgeschoben.

Dieses auf geomechanischer Grundlage gewonnene neuzeitliche Bild steht in einem vollkommenen Einklang einerseits mit dem geologischen Beobachtungsmaterial und andererseits mit den Resultaten der geophysikalischen und geodätischen Messungen.

Nach letzteren befinden sich unsere mesozoischen Gebiete im allgemeinen im Heben. In den ungarischen mesozoischen Mittelgebirgen kommen die tertiären Ablagerungen vielfach in einer auffallenden Höhe vor.

Nach der mündlichen Mitteilung von *Gy. Vigh* kommt in Kis-Gerece der Rest einer oligozänen Schotterterrasse in 517 m ü. d. M. vor. *Z. Schröter*, *F. Pávai-Vajna* (19) und andere wiesen pannonische Ablagerungen am Széchenyi-Berg noch in etwa 470 m Höhe ü. d. M. nach.

Das Profil durch den Nagy- und Kishársberg, das wir in derselben oben zitierten Arbeit [22] sehen (richtig NW-SO-lich verlaufend s. p. 179 und 170) spricht ebenfalls für eine in SO-licher Richtung erfolgte Aufschuppung. Dasselbe Bild zeigt uns auch das Profil, das in der Nähe des Militärsanatoriums von Budakeszi in WNW-OSO-licher Richtung verläuft (p. 201). In diesem Profil dürfte sich wohl die SO-liche Scholle gehoben haben. Auch das Profil durch den Széchenyiberg und Mártonberg lässt eine Aufschuppung des Dolomits nach O bzw. SO vermuten (p. 66). Der Budaer Mergel mit Andesittuffbänken zwischen dem Mártonberg und dem Sasberg ist ebenfalls nach O bzw. SO aufgeschuppt (p. 60).

Gy. Vigh und F. Horusitzky [50] beobachteten am Ferenchalom auf Dolomit in NO-licher Richtung aufgeschuppten Dachsteinkalkstein, der einen kleinen eozänen terrestrischen Fleck eingezwickelt hat. In der Nähe konnten sie über die untereozänen bunten Tone in südlicher Richtung aufgeschobenen Dolomit beobachten.

F. Horusitzky [6] denkt auf Grund einer genaueren Horizontierung der Triasbildungen im Budaer-Gebirge zwei grosse tektonische Einheiten unterscheiden zu können, und zwar im Westen die Pilis-Kovácsier Einheit mit Dachsteinkalkstein und im Osten die Budaer Einheit. Die letztere sollte das tiefere Glied darstellen, worauf sich die Pilis-Kovácsier Einheit überschoben haben sollte. Gegenüber den im Text unrichtig angegebenen Richtungen tritt auf Grund der beigegebenen Kartenskizze klar hervor, dass die Überschiebungsrichtung entscheidend eine SO-liche ist, ebenso wie auch die Aufschuppungsrichtung der einzelnen Schollen in der Pilis-Kovácsier Einheit und noch mehr

S. Vitális (53) konstatierte S-lich von Dunaalmás und W-lich von Bajót in etwa 250 m Höhe ü. d. M. pliozäne Terrassenschotter.

Die Lage dieser Bildungen kann doch nicht allein durch das Einbrechen der umgebenden Becken erklärt werden, weil diese Annahme nur im Falle eines Sinkens des ganzen Wasserlaufsystems und der dazugehörigen Erosionsbasis im Ausmasse von mehreren 100 m richtig sein könnte. Viel einfacher und leichter kann diese Lage — entsprechend der nachgewiesenen geomechanischen Gesetzmässigkeit — durch die Aufschuppung bzw. Hebung der verhältnismässig schmalen Gebirgspartien bzw. Flügel gedeutet werden. Darum ist es richtiger und natürlicher, die scheinbare Druckverminderung der Budaer Thermalquellen, d. h. das ständige Sinken des Quellenniveaus, das mindestens seit Beginn des Miozäns vor sich geht (36), nicht auf den Einbruch des pannonischen Beckens, sondern auf die Hebung des mesozoischen Gebirges zurückzuführen, wie das auch von Szalai [39] getan wurde.

Auf Grund des oben gesagten ist es nicht mehr schwer, die numerischen Angaben über den Durchschnitt der tatsächlichen Hebung auszurechnen, obwohl uns das Niveau der einstigen Meere bzw. die Höhe des einstigen Meeresgrundes nicht bekannt ist. Es ist wahrscheinlich, dass sich das Niveau nicht bedeutend verändert hat, obwohl der Meeresgrund eine relative Hebungstendenz aufwies, worauf aus der mehr oder weniger allmählichen Auffüllung und dann Ausfüllung des Meeres gefolgert werden kann. Unter Berücksichtigung dieses Gedankenganges kann das Mass der Hebung seit dem Oligozän rund auf 520 m, seit dem Pannon auf 450 m und seit dem Pleistozän auf 200 m geschätzt werden. Nach Angabe Stilles sind seit Beginn dieser Perioden 26, 11 und 5,5 Millionen Jahre verflossen. So können wir eine jährliche Hebungsgeschwindigkeit von 0,02, 0,04 und 0,0364 mm bzw. 2—4 mm für ein Jahrhundert annehmen. Diese Zahlen geben uns natürlich nur der Grössenordnung nach eine Vorstellung über den durchschnittlichen Wert der Hebungsgeschwindigkeit.

in der infolge der Aufschuppung stark in Anspruch genommenen Budaer Einheit dieselbe ist. Dafür spricht auch die Richtung der Verbreitung der einzelnen Bildungen. Wenn man nämlich in der Kartenskizze von *Horusitzky* die Verbreitung der einzelnen Fazies umgrenzt, dann erhalten wir SW-NO-liche Zonen und zwar so, dass nach NW zu, also gegen die Bewegungs- bzw. Aufschuppungsrichtung immer jüngere Glieder auftreten. Vor allem gilt dies für die Pilis-Kovácsier Einheit. Dasselbe bezieht sich auch auf die Budaer Einheit, jedoch mit dem Unterschied, dass hier — infolge der stärkeren Aufschuppung — die verschiedene Horizonte vertretenden Schichten und kleineren Schichtkomplexe sich öfters wiederholen.

Alle diese Tatsachen weisen darauf hin, dass die allgemeine Richtung der Materialbewegung, d. h. der Aufschuppung zweifelsohne von NW nach SO zeigt. Dabei kann die Grenzlinie der beiden grossen tektonischen Einheiten nur eine Denudationslinie darstellen, die über die Richtung der Bewegung nichts besagt.

A. *Földvári* [5] beobachtete am NO-Abhang des Sas-Berges entlang einer langen Linie über dem Budaer Mergel Dolomit. Dem Bilde der Lagerung nach erfolgte die Überschiebung des Dolomits auf den Budaer Mergel auch hier von NW nach SO.

Vom Gesichtspunkte des oben Gesagten ist ein Versuch von *I. Ferenczi* [4] interessant. Er dachte nämlich auf Grund der Fallrichtungen in den triassischen Schollen des Budaer Gebirges sowie der räumlichen Lage der verschiedenen Bildungen die Spuren einer einstigen zergliederten Antiklinale erkennen zu können. Die Achse seiner flachen Antiklinale läuft in SW-NO-licher Richtung über Pilisszentiván und Pilisvörösvár nach Pomáz-Szentendre zu. Der Scheitel

Die Präzisionsnivellements — laut mündlicher Mitteilung von *L. Bendefy* — ergaben ein Resultat, wonach im Budaer Gebirge in den letzten 20—70 Jahren, in jährlichem Durchschnitt gerechnet, vertikale Bewegungen von zehntel Millimetern, ja sogar auch in grösserem Masse, stattfanden. Der Gellértberg z. B. erhob sich in den letzten 14 Jahren um 1,25 mm.

All diese Tatsachen sprechen dafür, dass die Bewegungen etappenweise vor sich gingen und ferner dafür, dass die Intensität der geotektonischen Bewegungsgeschwindigkeit grösser geworden ist. Diese Erscheinung stimmt mit der Feststellung von *H. Stille* [21] gut überein, wonach die Tektonik in der Gegenwart auf der ganzen Erde lebhafter geworden ist, was darauf zurückzuführen ist, dass wir heute den Nachklang der letzten sog. pasadenischen orogenetischen Phase, die auch die pleistozänen Schichten noch gefaltet bzw. disloziert hat, erleben.

Auf dieser Grundlage gerechnet erhält man für die Grundbewegung des grossen ungarischen pannonischen Beckensystems — wenn man 20 Millionen Jahre und die etwa 2000 m Mächtigkeit (z. B. in Tiszaörs, Görgötegy) der pannonischen Ablagerungen in Betracht zieht — eine Senkung von 0,1 mm jährlich bzw. 10 mm für ein Jahrhundert. Das bedeutet, dass die Senkung des ungarischen pannonischen Beckenuntergrundes in einem viel schnelleren Tempo vor sich geht, als die Hebung des mesozoischen Grundgebirges, auch dann, wenn wir anstatt der angegebenen grössten Mächtigkeit nur mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1500 m rechnen. Das Tempo der Senkung des Beckenuntergrundes übertrifft also 2—5 mal, durchschnittlich 3,5 mal die Hebungsgeschwindigkeit unserer mesozoischen Mittelgebirge, die sich aus den mesozoischen Kratosenklinalen aufschuppen.

Nach *H. Stille* werden die Orogosenklinalen durch eine langsame vertikale Bewegung gekennzeichnet. Ihre durchschnittliche jährliche Senkungsgeschwindigkeit wird von ihm in 1/40 d. h. 0,025 mm angegeben. Auf Grund des Tempos muss der Senkung im pannonischen Becken kein orogener, sondern ein kratogener, höchstens quasikratonischer Charakter zugeschrieben werden.

der Antiklinale ist seiner Auffassung nach eingebrochen, sein SO-licher Flügel — der sich bis zu den Csikier Bergen und dem unteren Teil der Margareten Insel erstreckt — kürzer, dagegen der NW-liche Flügel, der mindestens bis zur Linie des Kisstrázaberges von Esztergom hinläuft, länger.

Die vermutete Antiklinale ist nichts weiter als die Umhüllungskurve des SO-lichen Flügels, der sich aus unserer mesozoischen Kratosynklinale aufgeschuppt hat (Abb. 9). So stehen auch die tektonischen Hauptlinien *Ferenczi* nicht im Gegensatze zu unseren geomechanischen Vorstellungen, sie unterstützen sogar die Annahme, dass die mesozoischen Bildungen des Budaer Gebirges im allgemeinen nach SO aufgeschuppt sind. Darum gelang es *Ferenczi* nicht, die vermutete Brachyantiklinale nachzuweisen.

Unser tektonisches Schema (Abb. 8—9) erklärt auch, warum im SO-lichen Flügel im Budaer Gebirge keine jurassischen und kretazeischen Bildungen anzutreffen sind, die im NW-lichen Flügel, im Gerecse-Gebirge, vorhanden sind. Die von SO her wirkenden aktiven gebirgsbildenden Kräfte dislozierten und erhoben auf dieser Seite schon früher (alt-kimmerische Phase) die Ablagerungen unserer Kratosynklinale, so dass bereits das Jura-Meer nach NW regredieren musste und im Gebiete des Budaer Gebirges nur in einzelne Vertiefungen eindringen konnte. Mit der Hebung des SO-lichen Flügels konnten diese Ablagerungen auch nachträglich denudiert werden.

Die allgemeine Fallrichtung im Gerecse ist nach den Angaben von *J. Staff* [17] und *Gy. Vigh* [49] eine NW-liche. Die an der Ostseite der einzelnen Schollen ablaufenden Bruchlinien sind die markanteren, die Ostseite der Schollen steiler.

Abbildung 11 zeigt in einem Querprofil den heutigen, zweifelsohne zweiseitigen Aufbau unserer mesozoischen Kratosynklinale unter Berücksichtigung der Lage der einzelnen Schollen sowie der Angaben von *S. Jaskó* [7] über die Tektonik und die Bohrungsresultate der Bucht von Bicske, die zwischen den beiden Flügeln liegt.

Ausser den oben Gesagten spielten in der endgültigen Ausbildung dieser Gebirgsstruktur eine wichtige, ja sogar entscheidende Rolle auch jene Bewegungen und Dislokationen, die ich in der Einleitung anlässlich der Behandlung der geomechanischen Grundlagen unserer Mittelgebirge in Kürze bereits erwähnt habe (Abb. 1—3).

Das Gebirge wird von Längs- und Querbrüchen durchzogen. Die ersteren waren, wie wir gesehen haben, hauptsächlich mit Aufschuppungen, die letzteren mit Zerrung verbunden. Darum entstanden im Budaer Gebirge entlang NW-SO-licher Querbrüche breite, von tertiären und quartären Ablagerungen aufgefüllte Täler, wie z. B. das Ördögárok-Tal, das Solymárer Tal, die Bruchlinie Budakalász—Pomáz—Pilisszentkereszt mit dem Tale des Derna-Baches usw.

Die langgestreckten und hauptsächlich von triassischen Gesteinen aufgebauten Zonen, die zwischen diesen Querbrüchen in NW-SO-licher Richtung

ablaufen, werden von S nach N zu folgend in horizontaler Richtung parkettartig immer mehr nach NW verschoben (Abb. 2 und 3). Dies kommt auch in der Abgrenzung des Budaer Gebirges dem Zsámbéker Becken zu, manchmal aber auch innerhalb ein und derselben Zone, zum Ausdruck. Diese parkettartige Struktur ist östlich von Csév deutlich im stufenförmigen Ablauf des westlichen Bruchrandes vom Nagykopasz, Bárány-Berg, Pilis-Berg und Nagyszóplák zu erkennen.

Die einzelnen Zonen sind meistens nach NO umgekippt. Infolgedessen erscheint ihr SW-licher Rand, der aus den Schichtköpfen besteht, oft als eine scharfe tektonische Ebene bzw. ein steiler Bergabhang. Hier treten auch die ältesten Gesteine auf. Die Schichten neigen sich nach NO, die sanfteren NO-lichen Abhänge werden bereits meistens von tertiären Gesteinen bedeckt. Besonders auffallend ist dies in der vom Esztergomer Strázsa-Berg — Kétágú-Berg — Hosszú-Berg — Kiskevély — Nagykevély und Csillag-Berg gebildeten Zone zu sehen. Mehr oder minder lässt sich das auch in den übrigen Zonen erkennen.

Die älteren, triassischen Bildungen treten, entsprechend der allgemeinen, in SO-licher Richtung erfolgten Aufschuppung, meistens an der O-, bzw. SO-Seite der NO-SW-lich oder NNO-SSW-lich verlaufenden sog. Längsbrüche auf, die die erwähnten mesozoischen Zonen im Berge zerschnitten haben, während an ihrer Westseite meistens jüngere, hauptsächlich tertiäre Bildungen anzutreffen sind. Ein Beispiel dafür liefert das Profil durch den Hármashatár-Berg — Mátyás-Berg (Abb. 10d). Dieselbe Lage ist im wesentlichen auch am Westrand vom Nagysomlyó, Nagykopasz—Bárány-Berg, Nagyszóplák oberhalb von Pilis-
csaba oder aber am Westrand des Nagykopasz — Nagyszénás W-lich von Nagykovácsi, sowie vom Kiskevély, O-lich von Csobánka zu sehen.

Die Struktur zeigt hier also im wesentlichen dasselbe Bild wie im Falle des Bakony und des Vértes.

Eine besondere Lage nimmt in der Reihe unserer Mittelgebirge das Vértes-Gebirge ein.

Heutzutage erscheint es als ein Gebirge mit einseitigem Bau.

Die allgemeine Auffassung über die Tektonik des Vértesgebirges ist am deutlichsten in der Arbeit von *A. Vendl* über das Velenceer Gebirge wiedergegeben [22]. Nach dieser Auffassung bildet der wahrscheinlich karbonische Granitlakkolit im Kerne des Velenceer-Gebirges mit den ihn umhüllenden Karbonschiefern (und nach der neueren Untersuchung von *B. Jantsky*: permischen Ablagerungen) den einstigen Kern des Transdanubischen Ungarischen Mittelgebirges und gleichzeitig auch den einer Antiklinale. SO-lich und NW-lich dürften die beiden Flügel der Antiklinale ausgebildet gewesen sein. Der SO-liche

Flügel sank aber in die Tiefe, während der grösste Teil des NW-lichen Flügels — in der Form des Vértésgebirges — sich auch heute noch an der Oberfläche befindet.

Als wir die geomechanischen Grundlagen der Ausbildung unserer Mittelgebirge behandelt haben, wurde darauf hingewiesen, dass an der Oberfläche der ehemaligen Kratosynklinalen, aus denen sie hervorgingen, nie metamorphe Gesteine, kristalline Schiefer, kristalline Kalksteine oder intrusive Magmasteine, z. B. Granit vorhanden sind, bzw. vorhanden sein können. Wir sahen ferner, dass unsere aus den Kratosynklinalen aufgeschuppten Mittelgebirge

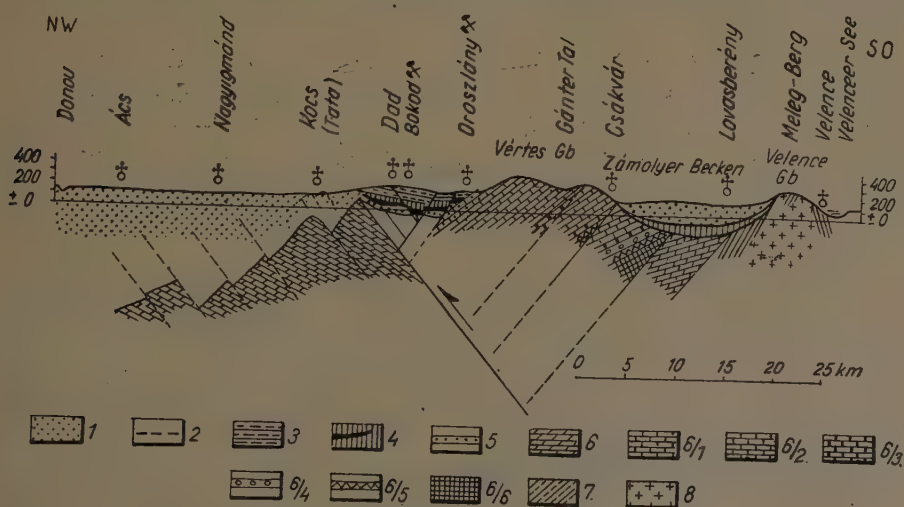


Abb. 12 Tektonisches Bauschema des Vértés- und des Velence-Gebirges (cca 10-fach überhöht)
Zeichenerklärung: 1. Pannon-Pontikum, 2. Sarmat, 3. Oligozän, 4. Eozän (mit Kohle), 5. Kreide, 6. Trias, 6/1. Trias, Dachstein, 6/2. Trias, Dolomit, 6/3. Trias, Raibler, 6/4. Trias, Hornstein Dolomit, 6/5. Trias, Diploporon-Kalk, 6/6. Trias, Werfener, 7. Perm—Karbon, 8. Granit

einen asymmetrisch zweiseitigen tektonischen Aufbau aufweisen (Abb. 9). Die Richtungen fallen meistens, nicht aber zwangsmässig, der Mittelachse zu, dagegen zeigt die Richtung der Materialbewegung und der Aufschuppung senkrecht zur Streichrichtung in die entgegengesetzte Richtung, d. h. nach aussen hin, den ehemaligen Meeresufern zu.

Die Struktur unserer Mittelgebirge sowie auch die Morphologie, wenn sie nur nachträglich nicht zertrümmert wurde, hat aber im Grunde genommen ihren ursprünglichen Synklinalcharakter behalten (Abb. 7, 8, 9, 11, 13).

Der Vértés—Velenceer Abschnitt des Transdanubischen Mittelgebirges konnte ebenfalls keine Antiklinale gewesen sein. Das Velenceer Gebirge war nicht der Kern, sondern das SO-liche Ufer der einstigen transdanubischen mesozoischen Kratosynklinale. Diese Annahme wird übrigens auch durch die Tatsache bestätigt, dass das Velenceer Gebirge fast genau mit der einstigen

Uferlinie der mesozoischen Kratosynklinale, die von paläozoischen Gesteinen aufgebaut wird und sich von SW nach NO hinzieht (Révfölöp, Alsóörs, Balatonföldvár, Siófok, Polgárdi, Falubattyán, Urhida, Velenceer Gebirge), zusammenfällt.

Das Vértes-Gebirge ist ein in SW-NO-licher Richtung sich ausstreckendes Schollengebirge, das in seiner Hauptmasse von triassischem Hauptdolomit und am NW-Rande vom Dachsteinkalkstein aufgebaut wird. Nach *H. Taeger* [42] wird es von NW-SO-lich verlaufenden Querbrüchen entlang dem Einfallen in acht grössere Schollen zerbrochen. Eine SW-NO-lich verlaufende Dislokationsrichtung teilt das Gebirge entlang der Streichrichtung in zwei Hauptteile. Die Richtung der letzteren tektonischen Linie wird durch das Tal von Gánt und Kozma markiert.

Im Grunde genommen ist diese Dislokationsrichtung weder eine einfache Bruchlinie noch eine vertikale Verwerfung, wie das *Taeger* darstellt, sondern aus dem allgemeinen tektonischen Bild sowie den Fallverhältnissen⁴ der Schichten gefolgert, eine Überschiebungslinie, entlang deren die NW-lichen Schollen auf die SO-lichen dachziegelartig aufgeschuppt worden sind. Nach ihrer Richtung und Lage kann in dieser Ebene die Fortsetzung des Bruches von Litér (Abb. 3) gesehen werden.

SO-lich von unserem Gebirge liegt das von hauptsächlich pannonischen und eoänen Schichten ausgefüllte Tertiärbecken zwischen dem Vértes und dem Velenceer Gebirge, während der unmittelbar NW-lich liegende und dem Zircer Synklinorium des Bakony-Gebirges entsprechende Trog von kretazeischen, kohlenführenden eoänen und oligozänen Ablagerungen aufgefüllt wird. Das Vértes ist also der SO-liche Flügel des aus der mesozoischen Kratosynklinale entstandenen Gebirges, während der NW-liche Flügel versunken ist, so dass von ihm heute an der Oberfläche sozusagen nichts mehr zu sehen ist. Die Kartenskizze von *Raoul Vajk*, die auf Grund der geophysikalischen Messungen der Maort zusammengestellt wurde [48], weist aber zwischen Dad und Kócs, bei Tata⁵ und W-lich von Kócs, ferner noch weiter in der Umgebung von Mócsa

⁴ Die Schichten fallen im allgemeinen nach NW ein, und zwar am NW-Rande des Gebirges, unter 10—20° und in der Nähe der Überschiebungslinie, wo sich auch das Terrain immer erhöht unter 30—40°. In den tieferen SO-lichen Schollen bleibt die NW-liche Fallrichtung beibehalten, der Fallwinkel wird jedoch sanfter und sein Wert beträgt zwischen 20—30°. Am SO-Rande des Gebirges — zwischen Csákvár und dem Mórer Graben — kommt unter dem Hauptdolomit stellenweise der Raibler Kalkstein des unteren Horizontes der Obertrias (*Z. Schröter*), ja sogar der Diploporendolomit der ladinischen Stufe (*E. Szöts*) zum Vorschein.

⁵ In Tata kommt das Mesozoikum, wie dies bekannt ist, am Kálváriadomb an die Oberfläche. Dieses Vorkommen wurde von *N. Koch* (11) beschrieben. Wenn wir im von ihm veröffentlichten Profil — der Wahrheit entsprechend — anstatt O SW und anstatt W NO schreiben, dann stellt sich heraus, dass im SW das älteste Glied des Profils, der obertriassische Dachsteinkalkstein erscheint, während die jüngeren Bildungen nach NO zu hintereinander auftreten, so die jurassischen: liassischen, Dogger-, Malm- und Tithonkalksteine, ja sogar im tektonischen Graben, der den Kálváriadomb in NNW-SSO-licher Richtung durchschneidet — auch unterkretazeische Kalksteine, sowie unmittelbar am Abhang dem See zu der pleistozäne Süßwasserkalk. Auch diese Lagerung weist darauf hin, dass wir es hier mit dem Auftauchen einer Schollenzone zu tun haben, die nach NO etwas umgekippt wurde, wie das im Bereiche des Transdanubischen Mittelgebirges oft der Fall ist.

NO-SW-lich streichende mesozoische unterirdische Strukturen auf, die offenbar die einzelnen Schuppen des versunkenen NW-lichen Flügels, die in einer verhältnismässig höheren Lage geblieben sind, vertreten (Abb. 12). Die Versenkung dieses Flügels dürfte wohl dadurch hervorgerufen worden sein, dass er entlang einer mächtigen Überschiebungslinie vom SO-lichen Flügel überschoben wurde, wodurch der NW-liche Flügel herabgedrückt wurde (Abb. 12).

In der Kreuzung dieser tektonischen Linie mit der senkrecht dazu verlaufenden disjunktiven sog. Querverwerfung, entspringen auch die Thermen von Tatatóváros.

Mehrere Erscheinungen sprechen dafür, dass in der Zone, die dem Vértés entspricht, eine von SO nach NW gerichtete, verhältnismässig grössere gebirgsbildende Kraft gewirkt haben dürfte. Eine von diesen ist die Tatsache, dass das SO-liche, von paläozoischen Gesteinen aufgebaute einstige Ufer der mesozoischen Kratosynklinale — das Velenceer Gebirge — hier in die höchste Lage geriet. Dafür spricht ferner auch das, dass der dem Vértés entsprechende, also zwischen dem Mórer Graben und dem Váler Tal gelegene Abschnitt des Transdanubischen Mittelgebirges — infolge der Inanspruchnahme auf Drehung von kretazeischen gebirgsbildenden Kräften — entlang von NW-SO-lichen Querbrüchen im Verhältnis zum Bakonygebirge, in NW-licher Richtung um etwa 8–10 km verschoben zu sein scheint (Abb. 1–3).

Auch der paläogene Kohlenkomplex ist am NW-Rande des Vértésgebirges (Pusztavám — Bokod — Oroszlány — Tatabánya) im Verhältnis zu dem im Zircer Synklinorium des Bakony gelegenen paläogenen Kohlenvorkommen (Ajka — Urkut, Nagyesztergár — Dudar — Csetény — Jásd — Bakonyháza, Csérnye — Balinka, Mór) in NW-licher Richtung verschoben. Noch auffallender ist die Verschiebung des an der NW-Seite des Vértés liegenden paläogenen Kohlenvorkommens im Verhältnis zu den Kohlenbecken, die zwischen dem Gerecse und dem Buda-Piliser-Gebirge liegen (Dorog, Tokod, Ebszöny, Annayölgy, Csolnok und besonders im Verhältnis zu denen die an der Ostseite der Bicskeer Bucht sich in ähnlicher tektonischer Lage befinden: wie die Kohlenvorkommen von Pilisvörösvár, Pilisszentiván, Solymár, Nagykovácsi und Budakeszi).

Auf Grund des obengesagten kann man nun verstehen, warum jene Kohlenschurfborungen, die einst von den verschiedenen Unternehmungen bei Bicske, Csákvár, Alcsút, Tabajd, Vál, Lovasberény und Zámoly, also zwischen dem Vértés und dem Velenceer Gebirge, im Zámolyer Becken, das scheinbar in der Fortsetzung der Zsámbéker Bucht liegt, angesetzt wurden, ergebnislos geblieben sind.⁶

⁶ Nach Angaben dieser Bohrungen besteht der Beckenuntergrund dieses von tertiären Ablagerungen aufgefüllten Beckens aus triassischem Kalkstein und Dolomit (52,7). Auch diese Bildungen dürften nach SO aufgeschuppt sein, da, wenn man sich vom Vértés in SO-licher Richtung entfernt, immer ältere und dann wieder jüngere Bildungen auftreten. So hat man

Die tektonische Lage dieses Gebietes ist eine ganz andere, als die der oben aufgezählten anderen produktiven Kohlengebiete, die alle in den Synklinorien der Abschnitte des Transdanubischen Mittelgebirges liegen. Die Kohlenhöflichkeit der produktiven Gebiete wird durch die Breite des einstigen Synklinoriums — die im allgemeinen auf 10–15 km geschätzt werden kann — begrenzt. Dieses Gebiet harrt aber noch hier in der NW-lichen Nachbarschaft des Vértés einer Schürfung.

Nach den Obigen sind also alle ungarischen Mittelgebirge durch einen asymmetrischen, zweiseitigen Bau charakterisiert, auch dann, wenn der eine Flügel — wie im Falle des Vértés oder des Villányer Gebirges — an der Oberfläche heute nicht mehr zu sehen ist.

Die Erkennung dieses tektonischen Schemas ist nicht nur von wissenschaftlichem, sondern auch vom praktischen Gesichtspunkte aus wichtig. Die Konsequenzen dieser Erkenntnis müssen auch in der Forschung nach mineralischen Rohstoffen gezogen werden, weil sie neue Möglichkeiten in sich birgt. So sollte sie in der Auswertung jener »Strukturen« angewandt werden, die man anlässlich der Ölforschung mit geophysikalischen Methoden nachgewiesen hat, ferner in der Forschung nach der liassischen Kohle im Mecsek⁷ und nach der eozänen Kohle im Vértés und im Becken zwischen Gerecse und dem Buda-Piliser-Gebirge sowie in dessen Fortsetzung in der Umgebung von Kósd — Csővár — Nézsa [12, 51], dann in der Bauxitschürfung im Transdanubischen Gebiet und auch im Bükkgebirge in der Forschung nach Eisenerzen, wo die am Aussenrande des NW-lichen Upponyer Flügels angesetzten Bohrungen unter der Trias die miozänen Schichten erreichten, was darauf hinweist, dass dieser Flügel des Gebirges nach NW aufgeschuppt ist und so unter den tertiären Schichten evtl. wieder die eisenerzhöfliche produktive Trias angetroffen werden kann.

Die These *Stilles* über die Richtung der Umbiegung (Vergenz), wonach diese bei Feststellung des Bewegungstypus eine wichtige Rolle spielt [40], ist auch vom geomechanischen Gesichtspunkte aus zweifelsohne richtig. Dazu ist es aber unbedingt notwendig, dass man das Profil des ganzen Gebirges beachtet. Die Kenntnis nur des einen oder anderen Flügels genügt nicht. Und zwar darum nicht, weil sie nicht eindeutig die Richtung der gebirgsbildenden Kraft bestimmt und dadurch falsche Folgerungen ermöglicht (Abb. 13).

unmittelbar am Fusse des Vértésgebirges in der Linie von Bicske, Szár und Csákvár obertriasische Bildungen: Dachsteinkalkstein, Kalkstein bzw. Dolomit angebohrt. Etwas SO-lich von dieser Linie hat man in Alsút bereits einen tieferen Horizont der Obertrias: hornsteinführenden Dolomit, noch weiter weg, in Tabajd, untertriassische Werfener Schichten und noch weiter entfernt, bei Vél, wieder obertriassischen Dolomit angetroffen. Die Bohrung von Lovasberény durchquerte das Pannon und erreichte dann das Eozän. Im Liegenden dieser Serie folgt offenbar schon das Paläozoikum des Velenceer Gebirges.

⁷ Aus diesem Grunde konnte Gy. Wein in einem am 12. Dezember 1951 anlässlich der Festwoche der Ungarischen Akademie der Wissenschaften gehaltenen Vortrag über eine bis jetzt als eine Verwerfung betrachtete, nach NW gerichtete grosse Überschiebung berichten, die den Kohlenvorrat von Komló bedeutend vermehren wird.

Es kann vorkommen, dass z. B. infolge Verwerfungen in einer Gebirgskette, die aus derselben Geosynklinale entstand, an der Oberfläche stellenweise ihr nördlicher und weiter entfernt stellenweise aber ihr südlicher Flügel fehlt. Dieser Umstand kann leicht den falschen Schein erwecken, als ob es sich hier um Kettenglieder handle, die gar nicht zusammengehören.

Allerdings kann man in den meisten Fällen, doch nicht als eine allgemeine Regel behaupten, dass man bei der Verbindung oder der Trennung der Gebirgsketten nur den in die eine Richtung gerichteten Bewegungstypus zusammenfassen kann [40].

Die Verteilung der Massen an beiden Ufern einer entsprechend langen Geosynklinale und in ihrer Länge kann von solcher Art sein, dass sie z. B. durch die Drehung der Erde um ihre Achse verschiedene Quantitäten der kinetischen Energie erhalten. Infolgedessen kann an der einen Seite die aktive resultante Bewegung z. B. von S nach N, an der anderen Seite aber von N nach S gerichtet sein. Die Folge davon ist zwangsweise die, dass sich das strukturelle Profil entlang der Streichrichtung des Gebirges ändert und dann sogar völlig umdreht.

Mit anderen Worten heisst es, wie man es auch hier sieht: es gibt keine Regel ohne Ausnahme. Eine tektonische Synthese kann nur auf Grund sehr genauer geomechanischer Untersuchungen, die immer das Ganze in Betracht ziehen, aufgebaut werden.

*

Auch die *Bubnoff*'schen aneinandergelagerten Gebirgsbögen braucht man sich nicht auf jeden Fall so vorzustellen, als wenn sie voneinander völlig abgesondert und unabhängig zustande gekommen wären, als solche, die nur in irgend einer späteren Phase der Gebirgsbildung, sozusagen zufälligerweise miteinander verbunden worden wären.

Wir sahen bereits anlässlich der Besprechung der Geomechanik der Erdoberfläche, dass die Orogeosynklinalen entlang der höheren Breitenkreise schon ursprünglich in Form von ineinander fliessenden Bögen ausgebildet werden [30, 31]. Von den übrigen konnte es nachgewiesen werden, dass sie, da sie infolge Zuges entstanden sind, entlang Hauptgleitflächen, also in einer mehr oder minder abgestumpften Zickzackform ausgebildet worden sind [28, 29, 32].

Natürlich bleibt in der Streichrichtung der Geosynklinalen weder die Starrheit des Materials noch die Art und das Mass der Inanspruchnahme unverändert. Infolgedessen gibt es sowohl in der Schichtenserie wie auch in der Struktur und im allgemeinen im ganzen erdgeschichtlichen Geschehnis kleinere oder grössere Abweichungen, welche aber die grossen Zusammenhänge nicht verschleiern.

Auch in den geradlinigen und verhältnismässig kürzeren Kratosynklinalen, gibt es solche Unterschiede. Es genügt z. B. in einem Abschnitte einer

Grabensenke das Vorhandensein einer härteren widerstandsfähigen Scholle oder einer glatteren oder weniger steilen Verwerfungsfläche, um die Wirkung der gebirgsbildenden Kräfte herabzusetzen oder zu vermindern oder aber sie in einer rhythmischeren oder mehr einheitlichen Bewegung zur Geltung kommen zu lassen.⁸

⁸ *Einige Bemerkungen zum orogenen Rahmen, zum Bau der Karpaten.*

Schon allein unter Berücksichtigung dieser mechanischen Unterschiede können wir über die strukturellen und Sedimentationsunterschiede der einzelnen Abschnitte z. B. in der Karpatischen Gebirgskette grösstenteils eine Erklärung finden.

Aber noch mehr zufriedenstellend und klar wird das Bild z. B. über das Wesen und über die Ursachen der tektonischen Gliederung der Karpaten-Bögen, wenn wir ausser den vorher besprochenen Faktoren auch die abwechslungsreichen Möglichkeiten und Arten der Inanspruchnahme berücksichtigen, die sich in den einzelnen Abschnitten im Laufe der Gebirgsbildung abgespielt haben [29].

Meines Erachtens lässt sich das heutige, reich gegliederte tektonische Bild der Karpaten geomechanisch vollkommen erklären [29]. Es ist gar nicht notwendig, dass man unterbrochene, miteinander nicht zusammenhängende Geosynklinalen entlang der Streichrichtung annimmt [40].

Der Annahme, dass an der Stelle der Nordost-Karpaten bis zur Ausbildung des Flyschmeeres keine Geosynklinale vorhanden war [40], widersprechen folgende Tatsachen.

Der Orogene selbst, als eine typische Faziesserie, ist ein charakteristisches Gebilde der Orogene. Sein Material wird vom Schutt des sich in Entstehung und Auffaltung befindenden Gebirges geliefert. Die karpatische Flyschzone ist aber gerade in den Nordost-Karpaten am breitesten und tiefsten. Seine mächtige Schuttmasse kann nur aus der Abtragung eines mit ihm parallel abgelaufenen orogenen Abschnittes stammen. Die jurassischen Kalksteinklippen sind ebenfalls Dokumente einer mesozoischen Geosynklinale.

Auch die andesitische Vulkanreihe, die sich vom Vihorlát bis zum Kőhát bzw. Czibiles in 30—60 km Breite und etwa 230 km Länge erstreckt, weist mit ihren pazifischen Gesteinen einen Orogencharakter auf.

Dasselbe trifft auch für die kristallinen Gesteine und teilweise Diabase zu, die an beiden Enden der NO-Karpaten sich auskeilen und dann plötzlich verschwinden. Die Art des Aufhörens dieser ophiolithischen Gesteine ist also ebenfalls ein orogenes Merkmal [29].

Auch der Ablauf der Anomalien der Gravitation weist einen charakteristischen orogenen Zug auf. Die Anomalien zeigen unter den NO-Karpaten — wie wir es aus den Messungen von V. Scheffer entnehmen können — eine mächtige Depression, während in den ungarischen Mittel- und Inselgebirgen, wie z. B. im Bakony und Mecsek die Anomalienwerte positiv sind und im grossen und ganzen der Morphologie bzw. der Tektonik folgen. Sehr lehrreich sind von diesem Gesichtspunkte aus die Profile von László Facsinay [3] und ihr Vergleich mit Abbildung 13.

Szalai bezweifelt nicht in seiner zusammenfassenden Arbeit [37], in der er die Resultate der Kartierungsarbeiten der Geologischen Anstalt in den Nordost-Karpaten zusammenstellte, den orogeosynkinalen Charakter der Nordost-Karpaten. Er stellt nur soviel fest, dass es in der alpidischen Orogenese Perioden gibt, in denen der karpatische Bogen nicht vollständig ist. Nach ihm war z. B. in der mittleren und oberen Trias ein etwa 220—250 km langer Abschnitt zwischen Kassa und Rahó Festland. Auch die piennische, subpiennische sowie die oberkretazeische Transgression begann hier später als in Gebieten, die weiter W-lich gelegen sind. Den sich daraus ergebenden speziellen — von dem der benachbarten Nord- und Ostkarpaten abweichenden — Aufbau dieses Gebietes, die niedrigere Durchschnittshöhe und Morphologie erklärt er durch die grossen tektonischen Linien, die das Gebirge hier durchqueren. Diese Auffassung ist auch richtig. Meines Erachtens geht aber Szalai zu weit, wenn er diesen tektonischen Störungslinien einen transkontinentalen, ja sogar globalen Charakter verleiht. Die tektonischen Linien von diesem Typ sind mit tektonischen, strukturellen Einheiten verbunden und durchqueren im allgemeinen nicht Einheiten von verschiedenem mechanischen, statischen oder tektonischen Aufbau, wie sie die kratogenen Tafeln und die Orogene darstellen. Im Falle einer scheinbaren Übereinstimmung von einzelnen tektonischen Richtungen müssen immer auch die mechanischen Gegebenheiten, Verhältnisse und Gesetzmässigkeiten weitgehendst berücksichtigt werden. So treten z. B. die NO-SW-lichen und die darauf ungefähr rechtwinkeligen NW-SO-lichen Dislokationsrichtungen in jedem Kratogen immer wieder auf und zwar darum, weil die Orogenesen, die sie hervorriefen, sich ebenfalls immer nach denselben geomechanischen Gesetzen abspielten und nahmen die

In Verbindung mit dem obenerwähnten Bruchsystem und dem jüngeren NS-lichen und OW-lichen Bruchsystem muss ich noch auf folgendes hinweisen.

E. Scherf wollte in einer seiner neuesten Veröffentlichungen [23] die geomechanische Klärung von E. R. Schmidt über die Bruchstruktur der Grossen Ungarischen Tiefebene etwas modifizieren. Er nahm einen höheren Plastizitätsgrad des Stoffes an und leitete mit Vernachlässigung der Dispersion, die in der Natur immer vorhanden ist, sowie der selteneren tektonischen Richtung von OW ein dreifaches Bruchsystem ab, das ebenfalls aus Hauptgleitflächen besteht. Damit gelangte er aber nicht zum Gesetz, sondern nur zu einem theoretisch zwar möglichen Fall, der aber nur einen Grenzfall bedeutet. Er wünschte

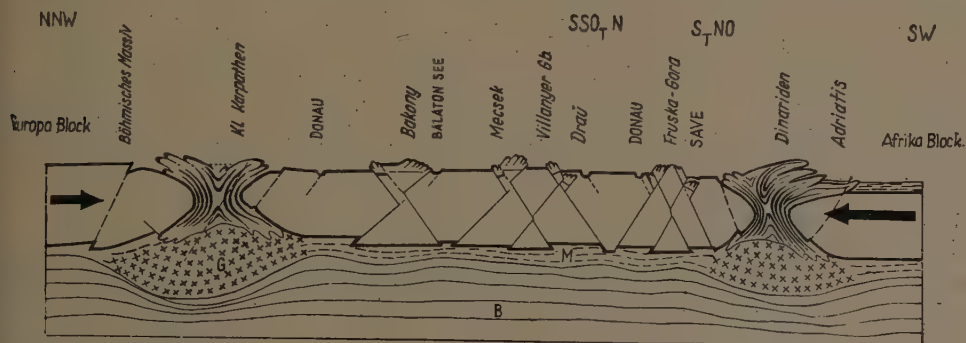


Abb. 13 Geomechanisches Profil durch die karpatischen und dinarischen orogenen Stämme und das ungarische Zwischengebirge (Tisia). Zeichenerklärung: G = granitisches Magma (Sial), B = basaltisches Magma (Sima), M = gemischtes Magma

dadurch in einem kleineren Gebiet das Vorhandensein eines von ihm auf rein hydromorphologischer Grundlage angenommenen, aber nicht nachgewiesenen Bruchsystems zu bestätigen.

starren Tafeln hauptsächlich auf meridionalen Druck in Anspruch. Darum sind diese tektonischen Richtungen nicht nur als Hauptgestalter der heutigen und früheren Kontinente, sondern auch als die der uralten Schilde und Urtafeln anzusehen. Durch sie wurde die Gestalt und der innere Aufbau bedingt. Trotz der Übereinstimmung und Ähnlichkeit in der Richtung können diese tektonischen Linien sowohl im Raum wie auch in der Zeit selbständig sein.

Richtig weist Szalai auch darauf hin, dass die globalen Dislokationsrichtungen nur durch die Pulsation erklärt werden können. Ihr Charakter, Ablaufsrichtung, die wirkenden Kräfte sowie ihr Mechanismus ist aber von anderer Natur [30, 31].

Alles dies ändert aber nichts an der Richtigkeit des Grunderkenntnisses, nämlich daran, dass die stratigraphische und strukturelle Selbständigkeit der Nordost-Karpaten eine Folge tektonischer Störungslinien ist. Diese tektonischen Linien sind durch einen solchen Mechanismus zustande gebracht worden, wie ich ihn bereits dargestellt habe [29].

Eine weitere wichtige Feststellung von Szalai ist die, dass in den Nordost-Karpaten einst auch die kristalline Schieferzone vorhanden war, die aber samt den präozoischen Bildungen — also offenbar auch mit den Diabasen zusammen — entlang der erwähnten Dislokationslinien in die Tiefe gesunken ist.

Die Nordost-Karpaten vertreten also einen ziemlich regelmässigen orogenen Ast, der hauptsächlich nur nachträglich beschädigt wurde.

Wenn wir nun die wichtigeren Feststellungen und ihre Folgen kurz zusammenfassen wollen, so können wir das am einfachsten mittels eines Sammelprofils tun, das das Ungarische Zwischengebirge durchquert.

Aus Abb. 13 ist zu ersehen, wie die Kraft, die von S, von der afrikanischen Masse her wirkt, einerseits die orogenen Äste, andererseits die zwischen diesen liegende starre Masse der Tisia deformiert. Das Material der ersteren wird mit einer Streichrichtung, die auf die gebirgsbildenden Kräfte rechtwinklig abläuft, aufgefaltet und dazu gezwungen, Deckfalten zu bilden. Die letztere wird diagonal zerbrochen, entlang der Brüche disloziert und so verdichtet. Die Bewegung des Stoffes, d. h. die Faltung und die Schollenverschiebung, erfolgt sowohl im Orogen wie auch im Kratogen entlang Hauptgleitflächen, die im wesentlichen auch im Profil diagonal zu der wirkenden Kraft stehen.

Im Gegensatz zu den Orogeosynklinalen, die das Zwischengebirge umranden, sind im Zwischengebirge selbst nur Kratosynklinalen vorhanden.

Diese Kratosynklinalen sind ursprünglich in Form von Grabensenken entstanden, die infolge Zuges entlang diagonalen Verwerfungen ausgebildet worden waren.

Die Streifen und Schollen der unter gebirgsbildendem Drucke in einen engeren Raum zusammengepressten starren Masse wurden hauptsächlich durch vertikale Bewegungen unter- bzw. übereinander geschoben. Der aus Sedimenten bestehende Oberbau der zwischen ihnen gelagerten Kratosynklinalen wurde inzwischen etwas gefaltet, dann infolge des zweiseitigen Druckes zweiseitig aufgeschuppt und endlich mit dem Grundschollen zusammen en bloc aufgehoben.

Da die Verdichtung des Materials an jener Seite von welcher die aktive Bewegung hervorrufoende Kraft wirkt, intensiver ist, ist auch das Mass der Überschiebung der Deckfaltenbildung sowie der Aufschuppung in dieser Richtung grösser, d. h., dass im Falle des Ungarischen Mittelgebirges immer der SO-liche Flügel der stärkere, der mehr in Anspruch genomene, der dislozierte ist.⁹

Genau kann man dies im Falle der Dinariden, des Mecsek, Bakony usw. erkennen, wo das Material grösstenteils nach S zu und nur untergeordnet nach N zu aufgeschuppt ist. Dasselbe trifft aber auch im Falle des Villányer- und des Fruska Gora-Gebirges zu, jedoch mit dem Unterschied, dass im Villányer

⁹ In der Festwoche der Akademie (am 14. Dezember 1951) wies K. Balogh darauf hin, dass in der mesozoischen Kratosynklinale, die der Gömör-Tornaer Karstgegend entspricht, ebenfalls der SO-Flügel der stärker dislozierte ist. Der gebirgsbildende Druck wirkte also auch in diesem Falle nicht von NW, also vom Gömör-Zipser Erzgebirge, sondern vom Szendrőer Inselgebirge, d. h. von SO her, wie das in der ganzen ungarischen Zwischenmasse einheitlich vor sich ging.

Aus dieser einheitlichen Inanspruchnahme folgt, dass wir uns die tektonische Bewegung des Materials der Sedimentationströge, die innerhalb der Tisia-Masse begraben, dann aber durch die Wirkung der späteren Orogenesen auf engeren Raum zusammengedrängt wurden, sinngemäss auf obige Weise vorzustellen haben.

Gebirge heute nur noch der kleinere, nördliche Flügel an der Oberfläche ist, der auf den grösseren Südflügel geschoben, diesen unter die Drau-Ebene geschoben hat. Im Fruska-Gora ist das Bild noch etwas komplizierter, da es sich hier nicht um ein, sondern um zwei Gebirge handelt. Das Fruska-Gora-Gebirge stellt nämlich ein zusammengesetztes Inselgebirge dar, das aus zwei einander nahe gelegenen Kratosynklinalen aufgetürmt wurde. Heute sieht man an der Oberfläche nur noch die zwei Flügel, die sich an das aufgehobene Grundgebirge stützen. Der Südflügel der südlichen Synklinale sank unter die Save-Ebene, während der Nordflügel der nördlichen Synklinale unter das Donau-Tal sank, wie von den oben gebliebenen und auf sie geschobenen Flügeln unterdrückt. Durch diesen Umstand kann erklärt werden, dass man im Kern dieses Gebirges kristalline Schiefer und Serpentine, also Gesteine findet, die der Kratosynklinale fremd sind. Diese Gesteine gehören nicht der Kratosynklinale, sondern dem Grundgebirge an. Dadurch wird aber auch die Tatsache verursacht, dass die Sedimente nicht wie üblich konvergierend einfallen, sondern im Gegenteil: divergierend. Trotzdem sind aber auch hier die Südflügel stärker. Das wird auch dadurch bestätigt, dass die Nordseite des Fruska-Gora-Gebirges grösser ist und eine einheitlichere Serie repräsentiert, als die Südseite.

Auch die Karpaten sind nach zwei Richtungen gefaltet. Hier war aber die Bewegung nach N zu intensiver, so dass hier der Nordflügel grösser und mächtiger ist.

Die Klärung für diese verkehrte Struktur liegt darin, dass die aktivere kinetische Energie, die vom afrikanischen Block her wirkte, entsprechend der im Zwischengebirge erfüllten Arbeit, schon dermassen verringert wurde, dass hier bereits die in entgegengesetzter Richtung, also vom europäischen Block her wirkende kinetische Energie grösser war. Der europäische Block ist nämlich nicht nur einfach eine Masse, die einen passiven Widerstand bedeutet, sondern auch er selbst bewegte sich dem Äquator zu. Seine kinetische Energie konnte aber — entsprechend seiner kleineren Masse und der geographischen Lage — gegenüber der grösseren afrikanischen Masse nicht in genügendem Masse zur Geltung kommen. In der nach aussen, nach N gerichteten grösseren und kräftigeren Faltung spielte er aber eine bedeutende Rolle.

Das tektonische Bild, das wir auf geomechanischer Grundlage gewonnen haben, ist klarer, konsequenter, vollkommener und darum auch natürlicher als das, was wir bis jetzt nur auf Grund der sichtbaren Struktur und unter Berücksichtigung der Vergenz entworfen bekamen.

Dem Bakony sowie dem Mecsek-Gebirge wird meistens, da ihr Oberbau vorherrschend nach S aufgeschuppt ist, eine Struktur von dinarischem Typus zugeschrieben. Das ist auch richtig. Wenn man aber konsequent sein möchte, müsste man dem Villányer Gebirge einen alpinen, und dem Fruska-Gora einen alpidisch-dinarischen Charakter zuschreiben. Man würde sich einem merkwürdigen Fall gegenübersehen. Es wäre nicht nur schwer, sondern überhaupt unmöglich

mechanisch zu erklären, wie sich dem nördlichen orogenen Ast näher eine Tektonik vom südlichen Typ und dem südlichen orogenen Ast näher eine Tektonik vom nördlichen (und gemischten) Typus ausbilden konnte.

Das im Sammelprofil dargelegte Bild gibt gleichzeitig eine Grundlage zum Verständnis des Unterschiedes zwischen dem Oro- und Kratovulkanismus und zu den Gravitationsanomalien, die sich in den grossen tektonischen Einheiten offenbaren [31].

Aus dem hier dargestellten Bilde und aus seinem Mechanismus und Dynamismus geht klar hervor, dass an Stelle der Karpaten einst doch eine mehr oder minder einheitliche bzw. beständige Geosynklinale bestanden haben muss, ohne die die skizzierte Bewegung gar nicht vorzustellen wäre.

Zwangsmässig folgt ferner daraus, dass das Zwischengebirge zwar von Brüchen zergliedert ist, seine einzelnen Teile aber keine zerfallenen, selbständigen kleineren Tafeln und Schollen bilden [40], sondern dicht aneinandergereihte, ja sogar aufeinander stützende starre Streifen und Blöcke, welche zusammen, wie eine Ziegelmauer, wenn auch nicht dem Zug, so doch dem Druck gegenüber, sich so benehmen, als wenn sie einen ziemlich einheitlichen starren Körper darstellten.

Auch die vertikale Bewegung der Blöcke ist im wesentlichen eine Folge der horizontalen gebirgsbildenden Kräfte und nicht die der Isostasie. Nur so kann man jene Tatsache verstehen, die von *Kántás* und *Scheffer* in der Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft am 16. 11. 1949 vorgetragen wurde, dass im Gebiete Transdanubiens auch heute noch — im Gegensatz zu den sinkenden paläozoischen Streifen und Schollen — diejenigen Krustenteile sich im Heben befinden, die mit mesozoischen Ablagerungen stark belastet sind (auch das auf Seite 32 Gesagte). Übrigens ermöglichen auch die einander durchquerenden Brüche den einzelnen Streifen und Blöcken nicht, sich isostatisch zu bewegen (Abb. 13 mit der Bemerkung, dass der Ablauf der Brüche, wie allgemein bekannt ist, in der Natur vom Gesichtspunkte der isostatischen Bewegung noch ungünstiger, parabolisch oder hyperbolisch ist. Der mit der Horizontale gebildete Bruchwinkel nimmt nach unten zu gesetzmässig und ständig ab). Geschweige denn, dass die isostatische Auftreibekraft wegen der geringen Breite der einzelnen Streifen — auch im Falle von vertikalen Verwerfungen, die in Wirklichkeit gar nicht existieren — im Verhältnis zu der Masse der Streifen eine sehr grosse Reibung zu überwinden hätte, was bei grossen Tafeln nicht der Fall wäre.

Ohne das Vorhandensein des Zwischengebirges und sein oben geschildertes kratogenes Verhalten wäre es einfach unmöglich, den Bogen der Karpaten, die Lage, Tektonik, gleichzeitige Entstehung, Vulkanismus und Geophysik der Ungarischen Mittel- und Inselgebirge zu verstehen und einheitlich, auf annehmbarer Weise, zu deuten.

SCHRIFTTUM

1. *Balogh K.*: Adatok a Gömör-Tornai Karszt geológiájához. (Daten zur Geologie des Gömör-Tornaer Karstes.) Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseiről. (Berichte über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anstalt.) Band X, Heft 1—5, 1948.
2. *Bogsch L.*: A Kárpátmedence fejlődéstörténete és földtani fölépítésének vázlata. (Entwicklungsgeschichte des Karpaten-Beckens und die Skizze seines geologischen Aufbaues.) Veröffentlichungen des Ung. Seismologischen Institutes. Serie C, Heft 6, 1948.
3. *Facsinay L.*: Isostatic anomalies of Transdanubia (Hungary). According to the gravity meter measurements. — Geofisica pura e applicata — Milano. Volume XIII. (1948). Fasc. 1—2.
4. *Ferenczi I.*: Adatok a Buda—Kovácsi hegység geológiájához. (Daten zur Kenntnis des Buda-Kovacsier Gebirges.) Földtani Közöny, Band LV, 1925.
5. *Földvári A.*: Új feltárások a Sashegy északeleti oldalán. (Neue Aufschlüsse am nordöstlichen Abhang des Sas-Berges.) Földtani Közöny, Band LXIII. Heft 7—12. 1933.
6. *Horusitzky F.*: A Budai hegység hegyszerkezetének nagy egységei. (Die grossen tektonischen Einheiten des Budaer Gebirges.) Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. (Berichte über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anstalt.) Band 5, Heft 5, 1943.
7. *Jaskó S.*: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. (Entwicklungsgeschichte, Tektonik und Bohrungen der Bicskeer Bucht.) Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. (Berichte über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anstalt.) Band 5, Heft 5, 1943.
8. *Kober L.*: Der Bau der Erde. 2 Aufl. 1928.
9. *Kober L.*: Tektonische Geologie. 1942.
10. *Koch A.*: A Fruskagora geológiája. (Geologie des Fruskagora-Gebirges.) Mathematikai és Természettudományi Közlemények (Mathematische und Naturwissenschaftliche Berichte), Band XXVI, 1897.
11. *Koch N.*: A tatai Kálvária-domb földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des Kálvária-domb von Tata.) Földtani Közöny XXXIX, 1909.
12. *Kubacska A.*: Adatok a Nagyszál környékének geológiájához. (Daten zur Geologie der Umgebung des Nagyszál-Berges.) Földtani Közöny, Bd. LV, 1926.
13. *Lóczy L. sen.*: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. (Die geologischen Bildungen der Umgebung des Balaton-Sees.) Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton-Sees. Band 1, Teil 1, Abschnitt 1, Budapest 1913.
14. *Ormos E.*: A bakonyi Kékhegy alsóliaszkori brachiopoda faunája. (Die unterliassische Brachiopodenfauna des Kékhegy im Bakony.) Tisia. Band 2, Debrecen 1937.
15. *Pántó G.*: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonaluton. (Beobachtungen über Tektonik und Erzbildung im Eisenerzzuge von Rudabánya.) Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseiről. (Berichte über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anstalt.) Band 10, Heft 1—5, 1948.
16. *Pávai-Vajna F.*: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. (Tektonische Skizze der Gebirge Ungarns.) Földtani Közöny, Band LX, 1930.
17. *Staff J.*: Adatok a Gerecse-hegység sztratigraphiai és tektonikai viszonyaihoz. (Daten zu den stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen des Gerecse-Gebirges.) Földt. Int. Évk. (Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt) Bd. XV., 1906.
18. *Pávai-Vajna F.*: Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyben és új szerkezeti formák a Budai hegységben. (Neue Gesteinsvorkommen am Gellért-Berg und neue tektonische Formen in den Budaer Bergen.) Földtani Közöny, LXIV, 1934.
19. *Pávai-Vajna F.*: 1938. évi Budapest-környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. (Bericht über die ergänzende geologische Aufnahme in der Umgebung von Budapest im Jahre 1938.) Földt. Int. Évi jelentései, 1936—38-ról. (Jahresbericht der Geologischen Anstalt über die Jahre 1936—38.) 1941.
20. *Staub R.*: Der Bewegungsmechanismus der Erde, 1928.
21. *Stille, H.*: Geotektonische Probleme des pazifischen Erdraumes. Abh. d. Pr. Akt. d. Wissenschaften, Math.-naturwissenschaftliche Klasse. Nr. 11, 1944.
22. *Schafarik F.—Vendl A.*: Geológiai kirándulások Budapest környékén. (Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest, 1929.)
23. *Scherf E.*: A szabolcsmegyei sósvizek (Tiszagyulaháza stb.) geológiai, hidrológiai és kémiai viszonyai. (Die geologischen, hydrologischen und chemischen Verhältnisse der Salzwasser im Komitat Szabolcs (Tiszagyulaháza usw.). Bericht über die Arbeiten in den Jahren 1947/1948 des Ungarischen Aerars.
24. *Schmidt E. R.*: A magyar közbelső tömeg töréses szerkezete. (Die Bruchstruktur des Ungarischen Zwischengebirges.) Debreceni Szemle, 1931, Juninummer.

25. Schmidt E. R.: Eine theoretisch-mechanische Deutung der europäischen Bruchsysteme. Neues Jahrbuch für Min. B/3 Stuttgart. 1932.
26. Schmidt E. R.: Kísérlet a Föld diszlokációs irányainak geomechanikai magyarázatára. (Ein Versuch zur geomechanischen Erklärung der Dislokationsrichtungen der Erde.) Debreceni Szemle. 1932. Juninummer.
27. Schmidt E. R.: Műszaki geológiai problémák. (Technisch-geologische Probleme.) Bányászati és Kohászati Lapok 1943, Nummern 21—23.
28. Schmidt E. R.: Geomechanikai tanulmányok stb. (Geomechanische Studien usw.) Bányászati és Kohászati Lapok, 1944, Nummern 9—10.
29. Schmidt E. R.: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezetének geomechanikai szintézise. (Geomechanische Synthese der Tektonik der Karpaten und der Kettengebirge im allgemeinen.) Jahrbuch der Ung. Geol. Anstalt. Bd. 38, 1947.
30. Schmidt E. R.: A Föld felszínének geomechanikája. (Geomechanik der Erdoberfläche.) Földtani Közlöny Bd. LXXVIII, Budapest 1948.
31. Schmidt E. R.: A Föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre. (Geomechanik des Erdinneren und ihre Auswirkung auf die Erdkruste.) Arbeiten der Fachsitzungen in der Geol. Anstalt, 1948.
32. Schmidt E. R.: A geomechanika alapjai. (Die Grundlagen der Geomechanik.) Bányászati és Kohászati Lapok, 1948, Nummer 8.
33. Schmidt E. R.: Közép- és szigethegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. (Die geomechanischen Grundlagen der strukturellen Ausbildung der Ungarischen Mittel- und Inselgebirge.) Bányászati Lapok 7, Heft 1951.
34. Schmidt E. R.: Tektonische Bauskizze des NO-lichen Teiles des ungarischen Transdanubischen Mittelgebirges und die geomechanische Erklärung ihrer Entwicklung. Bányászati Lapok 1952, Nr. 1.
35. Schréter Z.: A Bükk-hegység geológiája. (Geologie des Bükk-Gebirges.) Beszámoló a Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól. (Berichte über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anstalt.) Band 5, Heft 7, 1943.
36. Schréter Z.: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegységben. (Spuren der Tätigkeit von tertiären und pleistozänen Thermen im Budaer Gebirge.) Földt. Int. Évk. (Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt), XLIX, 1912.
37. Szalai T.: Az Északkeleti Kárpátok geológiája. (Geologie der Nordostkarpaten.) Jahrbuch der Ung. Geol. Anstalt. Band 38, 1947.
38. Szalai T.: Der Einfluss der Gebirgsbildung auf die Evolution des Lebens. Paläontologische Zeitschrift, Band 18, 1926.
39. Szalai T.: Összefüggés a budai hegység emelkedése és a termális vizek hozama között. (Zusammenhang zwischen der Hebung des Budaer-Gebirges und dem Ertrag der Thermalquellen.) Bányászati és Kohászati Lapok, Nr. 6, 1949.
40. Szentés F.: A kárpáti hegrendszer helyzete az alpi orogénben. (Die Lage des Karpatischen Gebirgssystems im alpinen Orogen.) Földtani Közlöny, 1949, Nummer 1—4.
41. Taeger H.: A Bakony regionális geológiája. (Regionale Geologie des Bakony.) Geologica Hungarica, Series geologica, Tomus 6, 1936.
42. Taeger H.: A Vértes-hegység földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des Vértes-Gebirges.) Földt. Int. Évk. (Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt), Bd. XVII, 1909.
43. Telegdi Roth K.: Magyarország geológiája. (Geologie Ungarns.) I. Teil. Pécs 1929.
44. Telegdi Roth K.: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozoós fejlődéstörténetéhez. (Daten aus dem nördlichen Bakony zur jüngeren mesozoischen Entwicklungsgeschichte der ungarischen Zwischenmasse.) Mathematischer und Naturwissenschaftlicher Anzeiger der Ung. Ak. d. Wiss. Band 52, 1935.
45. Telegdi Roth K.: A Komlón 1936—1943. években végzett bányászati kutatások eredménye. (Resultate der in der Umgebung von Komló in den Jahren 1936—1943 durchgeführten montanistischen Forschungen.) Bányászati és Kohászati Lapok. 1948, Nr. 6.
46. Vadász E.: A Mecsek hegység. (Das Mecsek-Gebirge.) Geologische Beschreibung Ungarischer Landschaften. 1935.
47. Vadász E.: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. (Die Grundlagen der Tektonik Transdanubiens.) Arbeiten aus dem Transdanubischen Wissenschaftlichen Institut. Pécs 1945.
48. Vajk R.: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. (Daten zur Tektonik Transdanubiens auf Grund von geophysikalischen Messungen.) Földt. Közl. LXXIII, 1943.

49. *Vigh Gy.*: Führer in das Gerecse-Gebirge, nach Látatlan und Piszke. Führer zu den Studienreisen des Paläontologentages in Budapest, 1928, S. 13—32.

50. *Vigh Gy.—Horusitzky F.*: Karszthidrológiai és hegyszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységhen. (Karsthydrologische und tektonische Beobachtungen im Budaer-Gebirge.) Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. (Jahresberichte der Ungarischen Geologischen Anstalt über die Jahre 1933—35), Bd. IV. 1940.

51. *Vitalis L.*: Magyarország szénelőfordulásai. (Die Kohlenvorkommen Ungarns.) Sopron, 1939.

52. *Vitalis S.*: Alsó-triász a bicskei medencében. (Untertrias im Bicskeer-Becken.) Földt. Közl. Band LXIX, 1939.

53. *Vitalis S.*: Dunajobbparti terraszok Dunaalmás—Esztergom között. (Terrassen am rechten Donauufer zwischen Dunaalmás und Esztergom.) Földt. Int. Évi jel. 1933—35-ről. (Jahresberichte der Ungarischen Geologischen Anstalt über die Jahre 1933—35), 1940.

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser leitet aus der Bruchstruktur des ungarischen Zwischengebirges das Schema der kretazeischen Inanspruchnahme ab und zeigt, dass die »Tisia« auf Drehmoment beansprucht war (Abb. 1—3).

Die den ungarischen Mittelgebirgen entsprechenden diagonalen, geradlinigen mesozoischen Geosynklinalen weisen darauf hin, dass das Zwischengebirge bereits zur Zeit der grossen Krustenziehungen (d. h. Geosynklinalbildungen) eine starre, konsolidierte Masse gewesen ist.

Aus dem Begriffe und aus der Berücksichtigung sämtlicher Merkmale der Para- und Orthogeosynklinalen folgt, dass im geomechanischen Sinne erstere nur in einer starren Masse entstandene Grabenbrüche sein können. Ganz im Gegensatz zu letzteren Sedimentationsbecken, welche dem Wesen nach infolge bruchloser Dehnung der Kruste entstanden sind. Für erstere schlägt Verfasser — als Gegensatz zu den Orosynklinalen — den Namen Kratosynklinale vor (Abb. 4).

Die ungarischen Mittel- und Inselgebirge sind sowohl aus eruptiv-, als auch aus sediment-petrographischem, faziologischem, tektonischem und geophysischem Gesichtspunkte gesehen, Kratosynklinalen. Nur das am Rande des Zwischengebirges liegende Bükk-Gebirge zeigt einen leichten Übergang zu den Orosynklinalen.

In tektonischer Hinsicht haben sämtliche ungarische Mittel- und Inselgebirge einen asymmetrisch zweiseitigen Bau, auch dann, wenn dies nicht in jedem Falle gleich auf den ersten Blick zu erkennen ist. Gut zu erkennen ist dies im Falle des Bükk-Gebirges (Abb. 6—7), des Gerecse—Budaer Gebirges (Abb. 11) und des Bakonyer Gebirges (Abb. 9). Aber auch im Mecsek-Gebirge (Abb. 5) sind die Spuren des Nordwestflügels vorhanden, ja selbst im Falle des Vértes-Gebirges (Abb. 12), das heute rein einseitig zu sein scheint.

Verfasser beweist auf geomechanischem Wege und betont, dass die Zweiseitigkeit nicht nur im Falle der orogenen Äste gültig ist, sondern im Falle aller tektonischen Einheiten, die aus zwischen starren Massen liegenden Sedimentationströgen auf Druck entstanden sind (Abb. 8—9).

Die aktivere gebirgsbildende Kraft wirkte immer von jener Seite her, auf welcher das Gebirge stärker gefaltet oder geschuppt ist.

Bei der Beurteilung der Zusammengehörigkeit von Kettengebirgsteilen ist die Vergenz ein wichtiges Kriterium, man muss aber dabei unbedingt das ganze Profil des Gebirges kennen und in Betracht ziehen. (Abb. 13.)

Das Generalprofil des — zwischen den orogenen Ästen der Dinariden und Karpaten liegenden — ungarischen Zwischengebirges zeigt Abb. 13, aus welcher der Charakter, die Ähnlichkeit, zugleich aber auch der Unterschied im Gebirgsbau dieser tektonischen Einheiten ersichtlich ist.

Zu bemerken ist, dass während unter den Orogenen ein Gravitationsminimum liegt, die ungarischen Mittelgebirge durch ein schwaches Maximum gekennzeichnet sind.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОМЕХАНИЧЕСКОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ СПОСОБА ОБРАЗОВАНИЯ ВЕНГЕРСКИХ СРЕДНИХ И ОСТРОВНЫХ ГОР

Э. Р. Шмидт

Резюме

Из сбросовой структуры венгерской промежуточной массы автор проводит схему мелового напряжения и указывает на то, что «Тисия» стояла под влиянием вращающего момента (рис. 1—3.). Прямолинейные мезозонические геосинклинали, имеющие отвечающее средним горам поперечное направление, указывают на то, что промежуточная масса во время больших натяжений земной коры уже представляла жесткую, консолидированную массу.

Из понятия, как и из учета всех признаков пара- и ортосинклиналей следует, что в геомеханическом смысле предыдущие не могут быть иными, чем сбросовыми рвами, образованными в жесткой массе, в противоположность последним, которые в сущности являются большими осадкособирающими областями, образованными бессбросовым натяжением коры. Автор поэтому предлагает применение названий «кратогеосинклиналь» и «орогеосинклиналь» (рис. 4.).

Венгерские средние и островные горы, изучая их с точки зрения петрографии эруптивных и осадочных пород, как и с фациологической, тектонической и геофизической точек зрения, являются кратосинклиналями. Однако горы Бюкк, находящиеся на кайме промежуточной массы, уже показывают слабый переход к орогеосинклиналям.

С тектонической точки зрения все наши средние и островные горы являются двухсторонне асимметричными, хотя это на первый взгляд не всегда видно. Как например при горах Бюкк (рис. 6—7.), Герече — Буда (рис. 11.) и Баконь (рис. 9.), но в следах присутствует северное крыло как у гор Веленце (рис. 12.), так и гор Мечек (рис. 5.).

Автор геомеханическим способом приводит и подчеркивает то, что двухсторонность действительна в отдельности для каждой тектонической единицы, находящейся между жесткими массами, т. е. не только для органических ветвей (рис. 8—9.).

Более активная горообразующая сила действовала всегда в более складчатой и чешуйчатой части гор.

При обсуждении сопряжения отдельных частей цепных гор, простирающиеся являются весьма важным критерием, но для этого необходимо быть знакомым всем разрезом гор. (Для сравнения см. рис. 13.).

Генеральный разрез венгерской промежуточной массы, находящейся между орогенетическими ветвями Динарид и Карпат, представлен на рис. 13., на котором хорошо заметно сущность структур этих тектонических единиц, их сходство, но в то же время и их различие.

С геофизической точки зрения заслуживает внимание то, что в то время как под орогенами находятся гравитационные минимумы, под средними горами находятся максимумы.

Без существования промежуточной массы и без ее очерченного кратогенного поведения не было бы возможно понять дугу Карпат, как и положение, структуру, одновременное возникновение, вулканизм и геофизику наших средних и островных гор.

GESTEINSUMWANDLUNG UND KOHLENGESTEINE

Vortrag gehalten in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom
30. November 1950.

Von

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

Universität, Budapest

1. Einleitung

Die wichtigsten Faktoren der Gesteinsumwandlungen sind bekanntlich Druck und Temperatur. Ihre Werte können unter normalen Verhältnissen aus dem spezifischen Gewicht der Gesteine bzw. aus dem geothermischen Gradienten berechnet werden. Die auf Grund der verschiedenen Annahmen gewonnenen Werte unterscheiden sich bezüglich der äusseren Zonen der Erdrinde nur wenig voneinander.

Weit unsicherer ist die Ausgangsbasis und weit unverlässlicher sind die Angaben über die Frage, in welcher Tiefe bzw. unter welchem Druck und bei welcher Temperatur sich die einzelnen Gesteine und Erze gebildet haben. Die Annahme, dass sich die subvulkanische Zone bis zu einer Tiefe von ca. 2 km, die hypabyssische Zone bis zu einer von ca. 6—8 km erstreckt, beruht auf Schätzungen. Es fehlen bisher auch genügende Bestimmungsgrundlagen für die Epi-, Meso- und Kata-Zonen bzw. die *Eskolaschen* Mineralfazies kennzeichnenden Druck- und Temperaturwerte. *Niggli* [1] verbindet die magmatischen und metamorphen Gesteine miteinander und unterscheidet im allgemeinen kata-, meso- und epithermale Gesteine und Minerallagerstätten, wobei er aber betont, dass Bestimmungen ihrer *pt*-Verhältnisse nicht eindeutig durchgeführt werden können, weil die *pt*-Verhältnisse in bezug auf die verschiedenen Systeme jeweils anders sind. Gewisse Zahlenwerte können aus einzelnen, auch experimentell bekannten gesteinschemischen Reaktionen gegeben werden, so z. B. aus dem von *Goldschmidt* als Funktion des Druckes und der Temperatur errechneten Gleichgewicht



(Abb. 6), und im allgemeinen aus den sog. geologischen Thermometer- und Manometerumwandlungen, hauptsächlich aus den sog. *a—b* Umwandlungen. Man weiss vor allem auf solcher Grundlage mit mehr oder weniger Sicherheit, dass z. B. die flüssigmagmatischen Prozesse je nach der Zusammensetzung des Magmas bei ungefähr 900—700°C, die pegmatitischen bei ungefähr 500°C und die pneumatolithischen bei ungefähr 370°C ihren Abschluss finden.

Eine genauere zahlenmässige Kenntnis der *pt*- bzw. Tiefenverhältnisse der Gesteinsumwandlungen würde von grosser Bedeutung sein. Dies würde nämlich ermöglichen, diese Prozesse für geologisch und gebirgstektonisch konkrete Fälle zu fixieren, die geologischen und mineralogischen Kenntnisse im allgemeinen in einer quantitativen Synthese miteinander zu verknüpfen und die Prozesse experimentell genauer zu untersuchen. Dies würde auch erlauben, die ständigen Arbeitsobjekte des Bergbaus und der Tiefbohrung, nämlich die Qualität und die Festigkeitsverhältnisse des tauben Gesteins im voraus, auf genetischer Grundlage, zahlenmässig zu bestimmen.

In dieser Hinsicht darf in erster Linie von der Untersuchung der *Kohlen- und Tongesteine* ein Fortschritt erwartet werden. Einerseits sind nämlich die *Kohlen- und Tongesteine* den *pt*-Verhältnissen gegenüber äusserst empfindlich und andererseits stehen über die auch bergbaulich bekannten *Kohlen* die meisten Angaben zur Verfügung.

Zahlreiche Verfasser sind bestrebt gewesen, teils durch Auswertung von Naturbeobachtungen, teils auf Grund von künstlichen Inkohlungsversuchen diejenigen *pt*-Werte unmittelbar zu bestimmen, die zur Erreichung irgendeines Inkohlungsgrades notwendig sind. Die wichtigsten diesbezüglichen Angaben werden im nachstehenden zusammengefasst:

Zur Bildung von Steinkohle wurde nach *Erdmann* [2] eine Mindesttemperatur von 300–325°C erforderlich. Diese Angabe wird auch von *Gropp* und *Bode* [3] angenommen. Andere, z. B. *Petrascheck*, sind der Meinung, dass zur Bildung von Steinkohle eine viel niedrigere Temperatur genügt. Zur Bildung von Semianthrazit erachtet *Mc Farlane* [4] eine minimale Temperatur von 350–600°C, *Dapples* [5] bei einem Druck von 1400–2800 Atm eine geringere als 200°C für nötig. Zur Bildung des Anthrazits halten *Roberts* [6] eine Temperatur von 500–550°C und einen höheren Druck als die atmosphärische, *Mc Farlane* [7] 600°C, *Legrave* [8] 350°C, *Zwierzycki* [9] 160–350°C, *Lessing* [10] 300°C, *Lewis* [11] 450–500°C, *Hickling* [12] 150–200°C, *Dapples* [13] 300–350°C und einen Druck von 1400–2800 Atm für erforderlich. Schliesslich bedarf es zur Bildung von Koks nach der Ansicht von *Zwierzycki* [14] stets einer Temperatur von 600–900°C, nach der von *Dapples* [15] bei grossem Druck einer solchen von 460–500°C und bei Atmosphärendruck (in welchem Fall die Gase leichter entweichen können) von 350–380°C.

Diese Angaben weichen stark voneinander ab, doch soll im folgenden versucht werden, ihre nähere Bedeutung abzuklären. Für die Bildung des Anthrazits bei Atmosphärendruck kann aus den obigen Angaben ein ungefährer Mittelwert von 383°C errechnet werden.

Überaus wichtig sind jene Naturbeobachtungen, die sich auf den Zusammenhang zwischen Inkohlungsgrad und Mächtigkeit der Hangenden beziehen. Solche Bestimmungen hat insbesondere *W. Petrascheck* [16, 17] durchgeführt und bearbeitet. Diese Feststellungen gehen im Falle von stark inkohlten Steinkohlen

von der Menge der flüchtigen Bestandteile aus. Solche Angaben werden meistens unter der Bezeichnung »*Hiltsche Regel*« zusammengefasst. Der andere Teil der Angaben bezieht sich auf Braunkohlen geringeren Inkohlungsgrades und gibt den Zusammenhang zwischen dem Wassergehalt und der Zunahme der Hangendenmächtigkeit an. Solche Daten können mit dem Namen »*Schürmannsche Regel*« bezeichnet werden. Keine dieser Regeln gibt aber absolute *pt*- bzw. Tiefenwerte, sondern nur relative Werte innerhalb eines kleineren Inkohlungs-bereiches. Aus diesen Regeln geht also nicht hervor, welcher Inkohlungsgrad welcher Erdrindentiefe entspricht.

Im nachstehenden soll gezeigt werden, dass in diesen Angaben die Möglichkeit einer weiteren Auswertung verborgen ist, auf Grund derer man in bezug auf die Gesteinsmetamorphose zu einer zusammenhängenden Reihe von absoluten Tiefenwerten bzw. Druck- und Temperaturwerten gelangen kann.

II. Die Kurve der wahrscheinlichsten Kohlenumwandlung

In einem rechtwinkligen Koordinatensystem, auf dessen eine Achse der Inkohlungsgrad und auf die andere die Schichtenmächtigkeit aufgetragen wird, bedeuten offensichtlich die einzelnen Hiltschen bzw. Schürmannschen Angaben Richtungen bzw. Neigungswinkel zu diesen Achsen. Sie können als nicht lokalisierte Teilstücke einer zusammenhängenden Schichtenmächtigkeit-Inkohlungsgrad-Kurve aufgefasst werden. Werden diese Kurventeilstücke in der Reihenfolge der Inkohlungsgrade aneinandergereiht, so erhält man eine zusammenhängende Schichtenmächtigkeit-Inkohlungsgrad-Kurve. Und wenn es gelingt, dieser Kurve einen eindeutig bestimmten Ausgangspunkt dadurch zu geben, dass man sie bis zum Inkohlungspunkt Null, d. h. bis zum Torfzustand verlängert, so wird die Schichtenmächtigkeit-Inkohlungsgrad-Kurve zu einer für eindeutig bestimmte Erdrindentiefen fixierten Tiefen-Inkohlungsgrad-Kurve.

Natürlich bedeuten diese Tiefen nicht unter allen Umständen gültige, unabänderliche Werte. In ein und derselben Tiefe verändert sich nämlich das Ausmass der Gesteinsumwandlung mit der Veränderung des geothermischen Gradienten sowie des besonderen, gebirgsbildenden Druckes. Auf dieser Grundlage beruht die Unterscheidung der bekannten zwei extremen Erscheinungen: der dynamometamorph-tektonischen und der kontaktmetamorph-thermischen Umwandlung. Die Umwandlungen, die in geringerer Erdrindentiefe, zumeist also an jüngeren Sedimenten, an Braunkohlen niedrigeren Inkohlungsgrades wahrgenommen werden können, gehen meistens einfach auf die druck- und temperatursteigernde Wirkung der Belastung der Hangendenschichten vor sich, ohne jeden besonderen tektonischen Druck, »Umbewegung« oder besondere temperatursteigernde (z. B. magmatische) Wirkung.

Diejenigen Umwandlungstiefen, in denen die einfache Wirkung der Hangendschichten (Belastung) den Hauptfaktor bildet, sollen im nachstehenden *äquivalente Umwandlungstiefen* genannt werden, vorausgesetzt, dass das Gestein tatsächlich den dieser Tiefe entsprechenden Gleichgewichtszustand erreicht hatte.

Es kann angenommen werden, dass die äquivalente Tiefenumwandlung der dynamometamorphen Umwandlung näher steht als der Kontaktmeta-

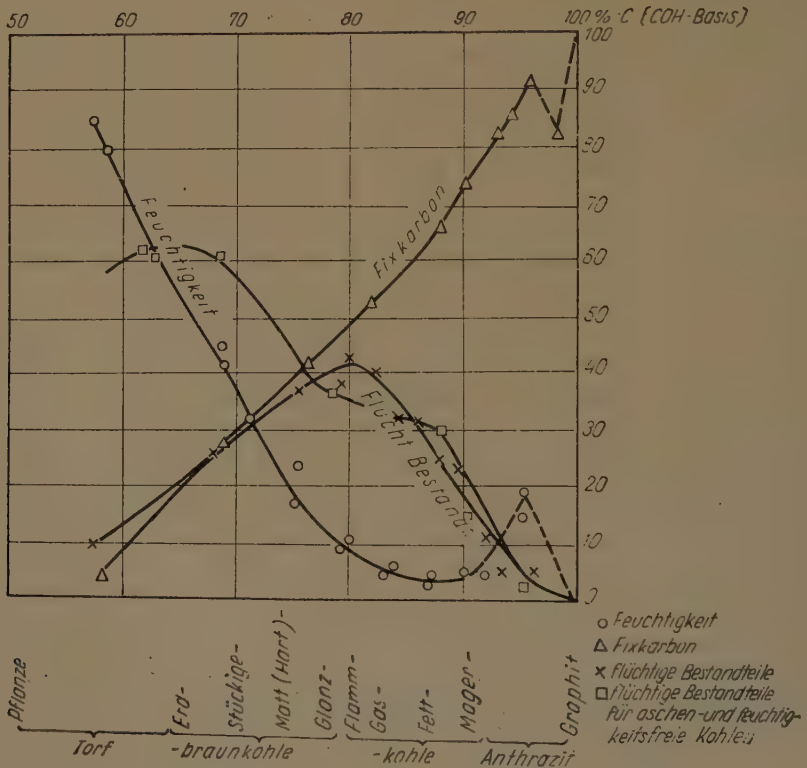


Abb. 1

morphose, zumindest im Falle der Kohlen. Auf die Wirkung der Hangendschichten wandeln sich nämlich die Kohlen und Tone — im allgemeinen sogar wahrscheinlich jedes Gestein von ursprünglich hohem Wassergehalt — in beträchtlicher Weise in Tiefen, wo die Temperatur in der Regel nicht über 1–200°C steigt, aber der Druck bereits 1000–2000 Atm erreicht.

Ein grosser Teil der Schürmannschen Angaben bezüglich der Braunkohlen liegt nicht weit von der Kurve der einfachen (äquivalenten) Belastungsumwandlung. Bei einem grossen Teil der Hiltischen Angaben bezüglich Steinkohlen ist aber mit einer besonderen kontakt- bzw. dynamometamorphen

Temperatur- bzw. Druckkomponente zu rechnen, weil sie sich meist auf weit zurückliegende geologische Zeitalter und teils auf orogene Gebiete beziehen, wobei die Wahrscheinlichkeit dieser speziellen Wirkung gross ist. Die auf Grund der Schürmannschen und besonders der Hiltischen Angaben zu berechnende Kurve illustriert also nicht die äquivalenten Tiefen, sondern den Fall der *wahrscheinlichsten, häufigsten Umwandlung*.

Da die Schürmannschen und Hiltischen Angaben häufig nur angenäherte Inkohlungsgradbestimmungen darstellen, ist es notwendig, die zahlenmässige Bedeutung dieser Bestimmungen auszuwerten. Abb. 1 enthält die Mengen der Feuchtigkeit, der flüchtigen Bestandteile und des Fixkarbons als Funktion der auf der COH-Basis berechneten C-Prozente.

In Abb. 2 sind die Angaben zusammengefasst, die den Zusammenhang zwischen der in Metern gemessenen Erdrindentiefe und dem in (auf COH-Basis berechneten) C-Prozenten gemessenen Inkohlungsgrad zeigen. Die angewendeten Angaben ergeben infolge vieler Fehlerquellen nur beiläufige Werte. Eine solche Fehlerquelle bildet vor allem, dass der Inkohlungsgrad meistens lediglich auf Grund makroskopischer Bestimmung angegeben ist und die eventuellen Zahlenangaben nicht genügend mit den makroskopischen Bestimmungen übereinstimmen. Derartige Angaben sind auf den Diagrammen — statt mit Punkten — mit Geraden dargestellt, deren Endpunkte die Koordinaten der verschiedenen Angabenpaare miteinander verbinden.

Für den Anfangspunkt der Kurve werden Angaben durch Tiefbohrungen z. B. im ungarischen Becken geliefert, wo in den nicht oder kaum gefalteten und von Magmamassen entfernt liegenden Gebieten verhältnismässig häufig Mattbraunkohlen vorkommen. Hier kann auch die von *Petrascheck* [16] erwähnte Angabe verwendet werden, wonach eine ungarische Tiefbohrung in den pliozänen Schichten in 1225 m Tiefe Glanzkohle fand. (Punkt 2 der Abb. 2). Damit stimmt auch die ebenfalls von *Petrascheck* mitgeteilte Angabe aus Moreni überein, laut der in einer Tiefe von 790—870 m schiefrige Weichbraunkohle und Mattbraunkohle erbohrt wurde (Punkt 1 der Abb. 2).

Die nächsten Schritte können auf Grund der auf die sog. Schürmannsche Regel bezüglichen Daten vorgenommen werden. Bei den Erdbraunkohlen des Unterrheins entspricht einer Feuchtigkeitsabnahme von 1% eine Schichtenmächtigkeitszunahme von 28, 6 m, bei den Hartmattbraunkohlen von Diósgyőr dieselbe Abnahme einer Schichtenmächtigkeitszunahme von 19 bzw. 31,5 m. Aus den bei *Petrascheck* erwähnten Angaben lässt sich bei Mattbraunkohlen für eine Feuchtigkeitsabnahme von 1% eine mittlere Schichtenmächtigkeitszunahme von 27 m errechnen, wonach eine Abnahme der Feuchtigkeit von 55% auf 25% innerhalb eines Teufenunterschieds von 800 m erfolgt (Punkt 3 der Abb. 2).

Die eigentlichen Schürmannschen Angaben beziehen sich auf die Umwandlung von Hartbraunkohle bis zur Gaskohle, d. h. auf eine Abnahme des

Feuchtigkeitsgehaltes von 20–30% auf 3–7%. In diesem Inkohlungsbereich entspricht einer Feuchtigkeitsabnahme von 1% eine Schichtenmächtigkeitszunahme von 100 m (Punkt 4 der Abb. 2).

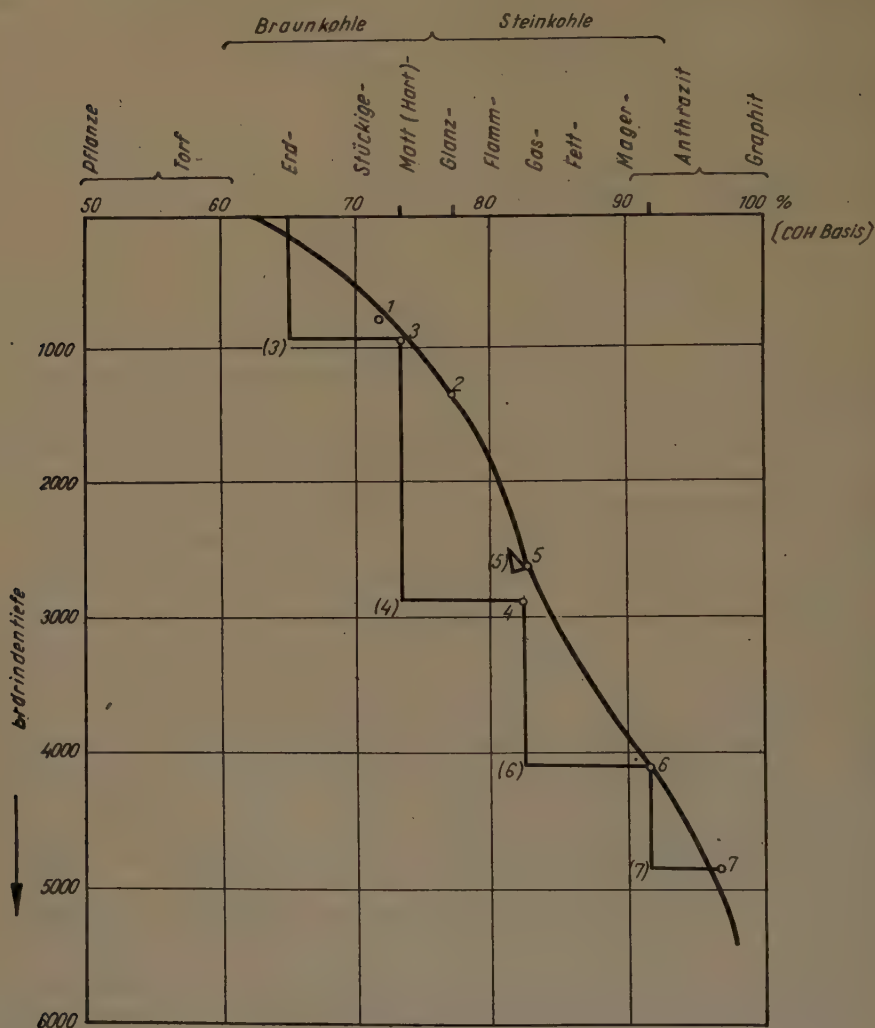


Abb. 2

Im nächsten Teilstück der Kurve wurden Angaben verwertet, die bereits der »Hiltischen Regel« entsprechen. Aus den Daten von *Stainier*, *White* und *Petrasczek* lassen sich folgende Mittelwerte errechnen: einer 1%igen Verminderung der flüchtigen Bestandteile entspricht bei Flammkohlen eine Schichtenmächtigkeitszunahme von 32, bei Fettkohlen von 60 und bei Magerkohlen von 85 m. Dies bedeutet, dass der zwischen den Flamm- und Gaskohlen

auftretenden Verminderung der flüchtigen Bestandteile von 5% ein Tiefenunterschied von durchschnittlich 160 m entspricht, der Verminderung der flüchtigen Bestandteile um 20% zwischen Gas- und Magerkohlen eine weitere Zunahme um 1200 m, und schliesslich der 20%igen Verminderung der flüchtigen Bestandteile von den Magerkohlen bis zur Mitte des Antrazitbereiches eine Zunahme um 850 m (Punkte 5—7 der Abb. 2). Werden diese Angaben an die bisherigen Teilstücke der Kurve angeschlossen und der Reihe nach miteinander verbunden, so tritt nur bei den Flammkohlen ein leichter Knick auf. Nach dem graphischen Ausgleich dieses kleinen Knickes wurde im Endergebnis die »wahrscheinlichste« Kurve der Inkohlungsmetamorphose erhalten (Abb. 2).

Laut dieser Kurve wird die Grenze zwischen Braun- und Steinkohlen bei einer maximalen Deckgebirgstiefe von ungefähr 1800 m und der Anthrazitzustand in einer Tiefe von ungefähr 4000 m erreicht. Bei Extrapolation der Kurve gelangt man bei einer Tiefe von ungefähr 6000—7000 m zum Graphitzustand.

Diese Kurve könnte jedoch nicht als zuverlässig angesehen werden, wenn sie sich nicht auf Grund anderer Angaben auf ihre Richtigkeit überprüfen liesse. Die Möglichkeit hierzu ist aber vorhanden: im Jahre 1930 teilte *Petrascheck* [16] nämlich 41 Angaben über Bestimmungen der maximalen (heute zum Teil abgetragenen) ungefähren Mächtigkeiten der Deckgebirge von Steinkohlenvorkommen mit und ergänzte sie im Jahre 1947 durch weitere Daten [17]. Diese Angaben weisen natürlich eine starke Streuung auf, weil sie Werte von teilweise eher Dynamo-, teilweise eher Kontakt- und teilweise von einfachen Belastungsmetamorphosen darstellen (Abb. 3). Es lässt sich jedoch auch aus diesen Angaben eine Mittelwertskurve konstruieren, und diese zeigt einen völlig ähnlichen Verlauf wie die aus den Daten, die auf Grund der Regeln von *Schürmann* und *Hilt* gewonnen wurden.

Auf diese Weise konnte auf Grund von zwei verschiedenen Methoden die Kurve der häufigsten Kohlenumwandlung bestimmt werden. *L. Egyed*, Leiter des Geophysikalischen Instituts der Budapester Universität, wertete diese Angaben auf eine andere Weise aus, wobei er zu demselben Ergebnis gelangte.

Die kontakt- und dynamometamorphen Kohlen der orogenen Gebiete liegen meist rechts von der Kurve der wahrscheinlichsten Inkohlung gegen die Inkohlungsachse zu, d. h. erreichen schon bei geringeren Tiefen einen verhältnismässig hohen Inkohlungsgrad. Die auf anorogenen Gebieten, lediglich durch das Deckgebirge umgewandelten, belastungsmetamorphen Steinkohlen befinden sich in der Regel links von der Kurve, gegen die Tiefenachse zu.

Demgemäss zeigen auch die *Petrascheck*schen Angaben eine charakteristische Streuung. Rechts von der wahrscheinlichsten Kurve liegen hauptsächlich die Angaben der verhältnismässig alten, links von ihr meist die der verhältnismässig jungen Steinkohlenvorkommen. Die rechts von der Kurve befindlichen

Vorkommen haben im Laufe ihres hohen geologischen Alters eine intensivere Dynamo- bzw. Kontaktwirkung durchgemacht. Bei den links von der Kurve liegenden, verhältnismässig jüngeren Kohlen war das Ausmass dieser speziellen Wirkungen nur geringfügiger.

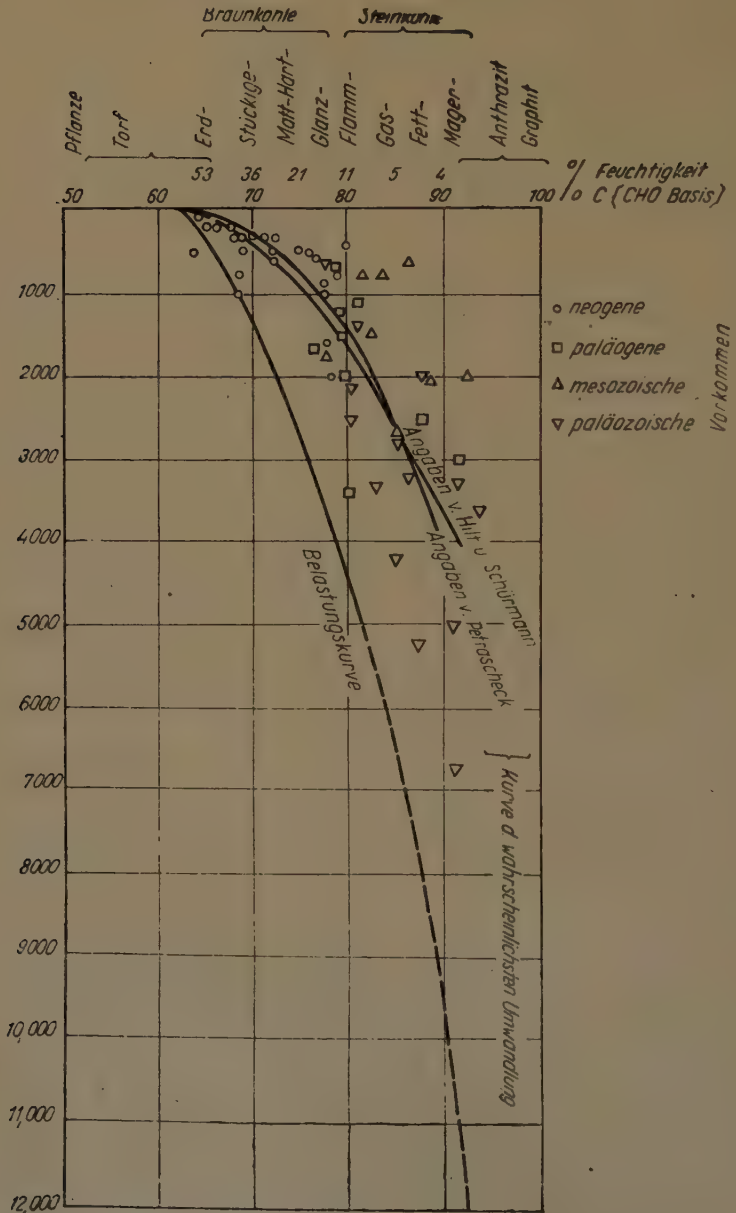


Abb. 3

Links am Rande des Gebiets der bekannten Angaben verläuft die Kurve der einfachen Belastungsmetamorphose, d. h. die äquivalente Tiefenkurve. Zur Umwandlung ohne besondere thermische und dynamometamorphe Wirkung, lediglich auf Wirkung der Belastung, ist nämlich offenbar unter allen Fällen die grösste Schichtenmächtigkeit erforderlich. Auf diese Art kann also auch die Kurve der Belastungsmetamorphose der Kohlen annähernd bestimmt werden (*Abb. 3*). Diese Kurve ergibt als Grenze zwischen den Braun- und Steinkohlen eine äquivalente Erdrindentiefe von ungefähr 4000 m, als Grenze zwischen Steinkohlen und Anthrazit eine solche von ungefähr 11 000 m und für die Erreichung des Graphitzustandes etwa 14 500—17 000 m (diese letzte ist eine infolge der grossen Extrapolation ziemlich unsichere Angabe, und wurde auf *Abb. 3* nicht mehr dargestellt).

III. Andere Inkohlungsfaktoren

Weiter links von der äquivalenten Tiefenkurve gegen die Tiefenachse zu darf man nur in Ausnahmefällen Naturkohle erwarten. Ausnahmen wird es vor allem in jenen Fällen geben, wenn ausser dem Druck und der Temperatur andere Nebenfaktoren eine bedeutendere Rolle zu spielen beginnen. Die wichtigeren der möglichen »Neben«-faktoren sind folgende:

1. Die Steinkohle hat noch nicht den der Tiefe entsprechenden Gleichgewichtszustand erreicht. Die Wahrscheinlichkeit dafür wird besonders dann bestehen, wenn die Kohle zwischen undurchlässigen Schichten vorkommt, die eine Ableitung der Nebenprodukte verhindern, und die Umwandlungsreaktion im Sinne des Gesetzes der Massenwirkung daher nicht erfolgen kann. Tatsächlich ist bekannt, dass die Inkohlung durch durchlässige (z. B. sandige) Hangendenschichten gefördert und durch die undurchlässigen Gesteine gehemmt wird [18].

2. Die Inkohlungsreaktionen verlaufen indessen auch unter unbehinderten Verhältnissen wahrscheinlich träge, weil die Kohle ein System von teils hydrophoben Verbindungen mit grossen Molekülen und von kleiner Diffusionsfähigkeit bildet. Deshalb ist zur Herstellung des Inkohlungsgleichgewichts eine wahrscheinlich auch in geologischen Massstäben bedeutende Zeitspanne notwendig. In einem ähnlichen Fall gelangte z. B. *Bergius* [19] auf Grund von thermodynamischen Berechnungen zu einem Wert von einer Grössenordnung von 7—8 Millionen Jahren.

Es ist wahrscheinlich, dass in anderen Fällen reaktionsbeschleunigende Katalysatoren in Erscheinung treten.

3. Es tritt in der äquivalenten Tiefe nicht unbedingt ein der Mächtigkeit bzw. dem spezifischen Gewicht der Hangendenschichten entsprechender Druck auf. Wenn nämlich die Hangendenschichten aus Gesteinen von ver-

schiedener Festigkeit bestehen, dann verteilt sich der Druck bei gleichzeitigem tangentiellm Druck je nach der Festigkeit dieser Gesteine, wobei der grössere Teil des Druckes von den festeren Gesteinen aufgenommen wird. Dies war der Grund, auf dem *White* [20] im Jahre 1925 den Begriff der kompetenten und inkompetenten Schichten aufstellte.

4. Auf die Umwandlung der Gesteine üben auch Bruchlinien einen Einfluss aus. Der Bruch fördert nämlich den Inkohlungsvorgang, weil er die Nebenprodukte ableitet und eine mechanische Bewegung des Systems ermöglicht. Andererseits hemmt er jedoch die Inkohlung, weil er den Druck lokal löst und die Wärme ableitet. Hierbei ist offenbar das Altersverhältnis des Bruches zu dem der Kohlenbildung ausschlaggebend. Wenn der Bruch kaum jünger als die zur Inkohlung gelangende Pflanzenanhäufung ist, so wird dies die Inkohlung eher beeinträchtigen, da das Zustandekommen eines der Tiefe entsprechenden Druckes und Temperatur verhindert wird. Ein erst bei Erreichung der maximalen Hangendenmächtigkeit oder noch später entstandener Bruch wird dagegen die Inkohlung eher fördern, da er die Inkohlungsnebenprodukte ableitet.

5. Die Inkohlungsumwandlung hängt auch von der Beschaffenheit, von der Zusammensetzung des Kohlengesteins ab. Bekanntlich ist Vitrit den Inkohlungsumwandlungen gegenüber empfindlicher als Durit oder — besonders — Fusit. Die an hydrophoben Bituminiten reichen Saprolithe enthalten bereits ursprünglich wenig Wasser, sie sind also den in der flüssigen Phase ablaufenden Reaktionen gegenüber unempfindlicher als die aus hydrophilen Gemengteilen bestehenden Humolithe [21].

Die Unterschiede zwischen Braun- und Steinkohlen werden bekanntlich oft in erster Linie auf ursprüngliche Verschiedenheiten der Sedimentation zurückgeführt. Die dabei gespielte Hauptrolle wird von *Stainier* [22], *Duparque* [23] einem kleineren Duritgehalt der tiefer gelegenen, älteren Schichten, von *Taylor* [24] u. a. einer alkalischen Reaktion bei der Steinkohlenbildung, von *Donath* [25] einem eiweissreicheren Ausgangsmaterial der älteren Steinkohlen, von *Terres* ihrem grösseren Sapropelgehalt, von *Fuchs* [26] den mit der Veränderung des Redoxpotentials im Zusammenhang stehenden biologischen Faktoren zugeschrieben. Tatsächlich beeinflussen auch diese Faktoren den scheinbaren Inkohlungsgrad. Auch die hier gezeigten Diagramme lassen im Zustandekommen von höheren Inkohlungswerten ausser der kontakt- und dynamometamorphen Wirkung die Annahme besonderer Faktoren zu. Als ausschliessliche Faktoren können sie aber nicht angesehen werden. Diesbezüglich hat *Fuchs* thermodynamische Berechnungen angestellt, wobei er zum Schluss kam, dass der Druck keinerlei und die Temperatur nur eine geringe Wirkung auf die Inkohlung ausübe. Diese Berechnungen stehen jedoch im offensichtlichen Gegensatz zu zahlreichen gutbekannten geologischen Erfahrungen, insbesondere in Kontaktgebieten, wonach die zunehmende Tempe-

ratur die Inkohlung in auffallendem Ausmass steigert; gutbekannt sind auch geologische Beobachtungen über die den Wassergehalt vermindernde und so mittelbar gleichfalls die Inkohlung fördernde Wirkung des Belastungs- und tektonischen Druckes.

Der Einfluss der Beschaffenheit des Gesteins auf das Ausmass der Inkohlung kommt ebenfalls in dem von *Romwalter* [27] aufgezeigten Zusammenhang zum Ausdruck, demzufolge der Schwefelgehalt die Umwandlung der Kohle fördert. Der Schwefel ersetzt nämlich bis zu einem gewissen Grade den Sauerstoff, welcher bekanntlich eine gewisse Rolle bei dem Oxydationsprozess in der Inkohlung spielt. Deshalb liegen schwefelreiche Kohlen — hauptsächlich Karstkohlen und paralische Kohlen — meistens rechts von der wahrscheinlichsten Inkohlungskurve (siehe z. B. die *Arsakohle* in Abb. 3).

6. Auf die inkohlungsvermindernde Wirkung der mit Erdbeben zusammenhängenden eventuellen ultrasonischen Schwingungen schloss *Volney* aus den Untersuchungen *Szentgyörgyis* [28], der mit ultrasonischen Schwingungen Gummiarabikum und Gelatine depolymerisierte und Zucker zu einfachen Monosachariden sowie Stärke zu Dextrin abbaute.

IV. Druck- und Temperaturverhältnisse der Kohlenumwandlung. Isometamorphe Kurven

Es soll nunmehr die erhaltene äquivalente Tiefenkurve zur Auswertung von Druck- und Temperaturangaben herangezogen werden (*Abb. 4*). Das Resultat wird natürlich davon abhängen, mit welchem geothermischen Gradienten gerechnet wird. Da die Verhältnisse einer Belastungsmetamorphose hauptsächlich nur auf anorogenen Gebieten möglich sind, kann als wahrscheinlichster Wert ein Gradient von ungefähr 50 m angenommen werden, entsprechend der Erfahrung, dass der Gradient auf anorogenen Gebieten bis zu 50–60 m steigt, während er auf orogenen Gebieten bis unter 30 m sinkt. In grösseren Tiefen nehmen aber die Unterschiede der geothermischen Gradienten zwischen orogenen und anorogenen Gebieten ab, dementsprechend werden auch die geothermischen Gradienten der anorogenen Gebiete kleiner.

Die Druckwerte wurden aus den durchschnittlichen spezifischen Gewichten der Gesteine berechnet. Das durchschnittliche spezifische Gewicht von 2,7 der kontinentalen Tafeln in den obersten Teilen der Erdrinde nimmt auf den jungen, noch mit lockeren Sedimenten bedeckten Gebieten der einfachen Belastungsumwandlung allmählich bis zu 2,0 ab.

In dem auf diese Weise gewonnenen Diagramm (*Abb. 4*) sind also die Inkohlungsgrade als Funktion des Druckes und der Temperatur dargestellt.

Offensichtlich liegt das Gebiet der grossen Drucke und verhältnismässig kleiner Temperaturen, d. h. der Flügel der dynamometamorphen Kohle an der

Seite der Druckachse der Kurve, während der kontaktmetamorphe Flügel an der Seite der Temperaturachse anzutreffen ist.

Aus dieser Kurve kann natürlich noch nicht das Ausmass der Umwandlung für jeden beliebigen Druck und Temperatur bestimmt werden. Im Prinzip

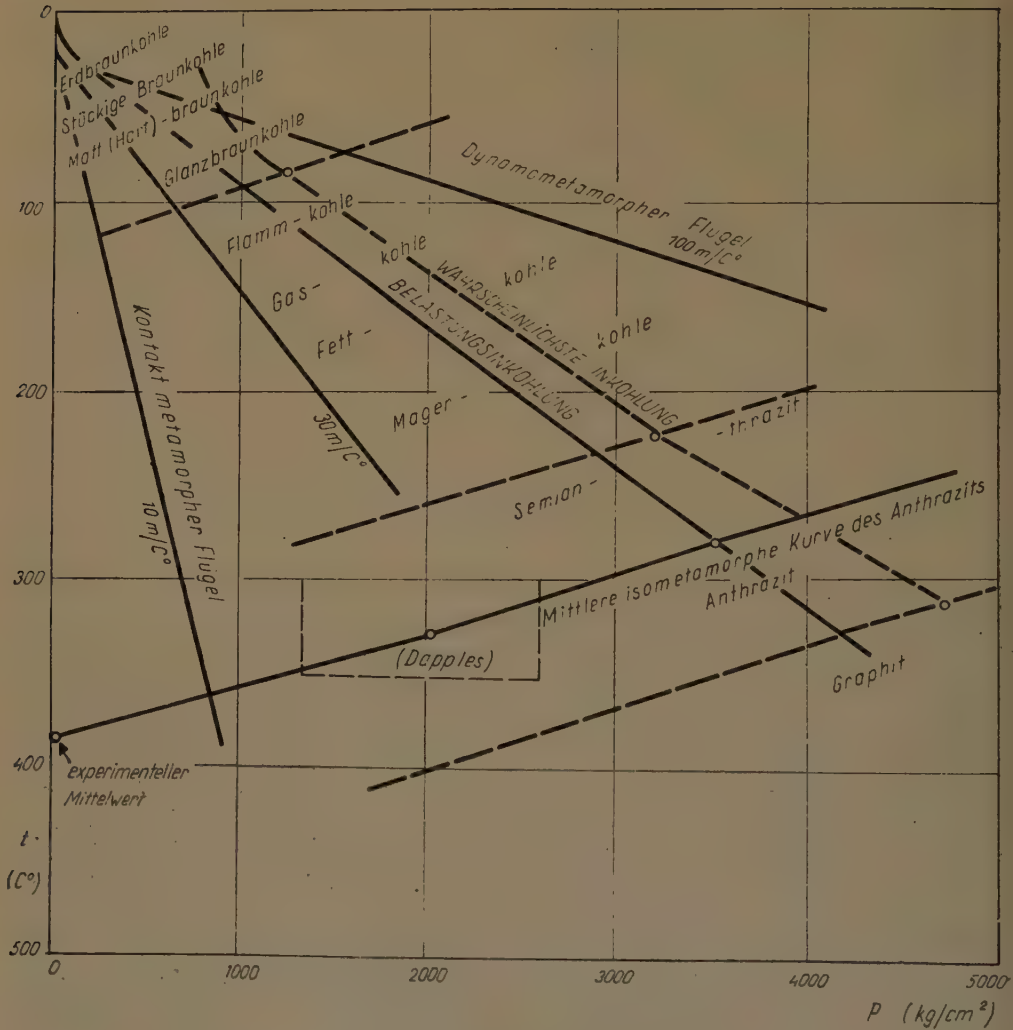


Abb. 4

darf aber angenommen werden, dass die Kurven gleicher Umwandlungen, d. h. die isometamorphen Kurven, durch die entsprechenden Punkte der äquivalenten Belastungskurve ungefähr in der Richtung $p + t = \text{const.}$ verlaufen.

Wenn man aber die Druck- und Temperaturangaben, die nach den in der Einleitung erwähnten Verfassern zur Anthrazitbildung notwendig sind, in dieses Diagramm einträgt, so ergibt sich eine genauere isometamorphe Kurve bezüglich der anthrazitischen Umwandlung. Unter diesen Angaben ist es jene von *Dapples*, welche die Bestimmung eines grösseren Druckes in Betracht zieht. Nach seinen Untersuchungen bildete sich das von ihm ausführlich beschriebene Anthrazitvorkommen bei etwa 300–350°C und etwa 1400–2800 Atm Druck. Der Mittelwert der von mehreren Verfassern zur Bildung von Anthraziten ohne wesentlichen Druck nötigen Temperatur ist dagegen 383°C.

Auf diese Weise stehen also drei voneinander unabhängige Angabenpaare betreffs der *pt*-Verhältnisse der Anthrazitbildung zur Verfügung. Das eine ist die Angabe der äquivalenten Tiefenkurve gemäss unserer Kurve, das zweite der Temperaturmittelwert mehrerer Verfasser für die Anthrazitbildung ohne erhöhten Druck und das dritte die Angabe für mittelmässigen Druck von *Dapples* auf dem Gebiet zwischen den zwei ersten Angaben. Werden die Schwerpunkte dieser drei Angaben miteinander verbunden, so erhält man die ungefähre isometamorphe Kurve des Anthrazits. Diese Kurve verläuft, wie erwartet, tatsächlich in einer Richtung $t + p = \text{const.}$ Da die drei Angaben eine Gerade bilden, kann deren Richtung im untersuchten Bereich in guter Näherung mit der Gleichung

$$33 \, t + p = \text{const.}$$

ausgedrückt werden, d. h., dass hier einer Temperaturerhöhung von 1°C eine Druckzunahme von 33 Atm entspricht.

Etwa parallel zu der auf diese Weise gewonnenen isometamorphen Kurve des Anthrazits können auch die isometamorphen Kurven der Kohlen von geringerem Inkohlungsgrad angenommen werden, so wie dies auch in Abb. 4 gezeigt wurde.

Sind die isometamorphen Kurven bekannt, so können auch die der »wahrscheinlichsten Umwandlungskurve« entsprechenden Druckwerte beiläufig berechnet werden. Die Inkohlungsgrade der wahrscheinlichsten Umwandlungskurve können nämlich mit den isometamorphen Kurven in das *pt*-Diagramm übertragen werden, während aus den Tiefenangaben bei Berechnung mit dem entsprechenden geothermischen Gradienten die Temperatur der Metamorphose mit befriedigender Genauigkeit ermittelt werden kann. Da diese Kurve sich hauptsächlich auf die kaum metamorphen Sedimente der schwächer orogenen Gebiete bezieht, darf hier mit einem geothermischen Gradienten von etwa 20 m gerechnet werden. (Auf dem Diagramm sind die entsprechenden Erdrindientiefen für den Fall von geothermischen Gradienten von 10–30–50–100 m eingezeichnet.) Die Druckkoordinaten der auf solche Weise in das Druck-Temperatur-Diagramm übertragenen wahrscheinlichsten Umwandlungskurve ergeben die Druckverhältnisse der wahrscheinlichsten Kohlenmetamorphose.

Laut dieser Kurve geht die häufigste Kohlenmetamorphose bei einem Druck vor sich, der etwas grösser ist als der einfache Belastungsdruck und dementsprechend bei einer geringeren Temperatur als die der äquivalenten Umwandlung. Die Kurve der häufigsten Metamorphose verläuft in einem sanften Bogen. Falls die Richtungen verschiedener Teilstücke dieser Kurve mit den für einfachen Belastungsdruck berechneten Kurven der geothermischen Gradienten verglichen werden, ist ersichtlich, dass die häufigste Metamorphose zuerst hauptsächlich mit einem geothermischen Gradienten von etwa 30 m und dann bei höheren Inkohlungsgraden bei ständig zunehmenden geothermischen Gradienten (z. B. im Magerkohle-Anthrazit-Stadium von etwa 60 m) erfolgt.

Es stellt sich indessen die Frage, bis zu welchem Grad man im Falle der Kohlen von einer Isometamorphose sprechen darf, d. h. davon, ob grosser Druck bis zu einem gewissen Mass die hohe Temperatur ersetzen kann. Mit anderen Worten: besteht ein Unterschied zwischen kontakt- und dynamometamorphen Kohlengesteinen?

Diese Frage wurde von *Petrascheck* [29] untersucht, wobei kein wesentlicher Unterschied zwischen dem Chemismus der zwei Kohlenarten gefunden wurde. Auf Grund der von *Dolch* durchgeführten Analysen könnte höchstens auf einen gewissen Unterschied in bezug auf die Menge der Gasfraktionen geschlossen werden. Ein Unterschied besteht jedoch nach *Petrascheck* in der Struktur der zweierlei Kohlen, und zwar darin, dass die tektonisch umgewandelten Kohlen gewöhnlich ein regelmässiges Spaltensystem von bestimmter Richtung aufweisen, während das Spaltensystem der Kontaktkohlen unregelmässig, z. B. unabhängig von den tektonischen Verhältnissen, säulenförmig ist.

Dagegen führt bekanntlich bei anderen Gesteinen, z. B. bei Tonen die kontakt- und die dynamometamorphe Wirkung zu wesentlich verschiedenen Gesteinsarten, obzwar in den Anfangsstadien die Unterschiede auch hier noch kaum erkennbar sind. Die Kontaktmetamorphose geringen Ausmasses erzeugt z. B. ebenfalls Schiefertone wie die geringfügige Dynamometamorphose. In einem höheren Stadium der Metamorphose erhält man aber bereits sich scharf voneinander unterscheidende Gesteine: Kornubianit bei Kontakt- und Glimmerschiefer bei Dynamometamorphose (*Abb. 6*).

V. Vergleich mit anderen Gesteinen

Die parallele Metamorphose der Kohlen- und Tongesteine desselben Schichtenkomplexes wurde zuerst von *Petrascheck* und *Wilser* [30] untersucht, wobei sich aber noch kein klarer Zusammenhang herausstellte. Ein solcher darf in bezug auf den Wassergehalt auch nicht erwartet werden, weil der Wassergehalt nicht nur von der Metamorphose des Gesteins, sondern in erster Linie von der Zusammensetzung der Tonminerale der Ursprungsablagerung ab-

Tabelle 1

[illegible]

hängt. Die Durchschnittswerte der Ergebnisse von *Petrascheck* und *Wilser* sind in der Tabelle I ersichtlich.

Der Zusammenhang zwischen Porosität, Volumengewicht bzw. der daraus errechneten Kompaktion der Tone, und der Mächtigkeit der Hangendenschichten wurde zuerst von *Athy* [31] auf Grund der Verarbeitung von Bohrmaterialien aus den Ölfeldern von Oklahoma nachgewiesen. In *Abb. 5* wurde dieser Zusammenhang dargestellt, verknüpft mit den hier für die Kohlengesteine gewonnenen Ergebnissen.

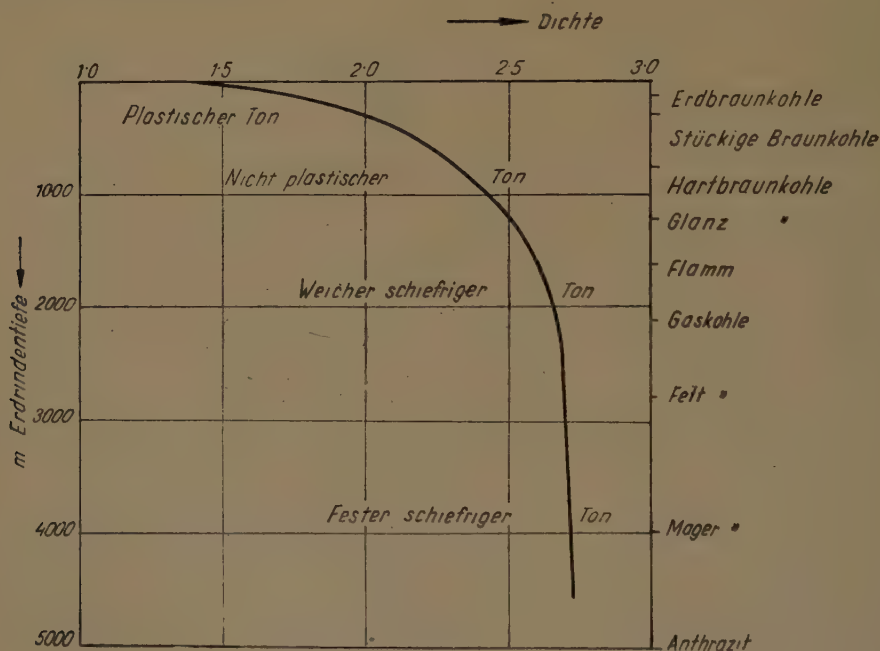


Abb. 5

(Das Gebiet des Tonschiefers wird von den *Athyschen* Messungen nicht mehr erfasst. In dem hier gezeigten Diagramm wurden daher dessen Grenzen auf Grund der Annahme festgelegt, dass nach dem Tonschieferzustand keine wesentliche Verdichtung mehr eintritt, das Gebiet des Tonschiefers beginnt also dort, wo das spezifische Gewicht des Gesteins das durchschnittliche spezifische Gewicht der Phyllite, d. i. 2,7 erreicht.)

Aus diesen Angaben geht hervor, dass die im Laboratorium erhaltenen Werte im Falle der Tone nicht unmittelbar mit den in der Natur gewonnenen Werten verglichen werden dürfen, weil in der Natur die Wasserabgabe meist langsamer vor sich geht als im Laboratorium. Im Laboratorium kann z. B. aus einem Ton mit dem spez. Gewicht von 1,72 ein Gestein von einem solchen

von 2,22 schon mit einem Druck von 8 kg/cm^2 gewonnen werden (offensichtlich bei ständiger Entfernung der ausgespresten Feuchtigkeit), während nach den Angaben von *Athy* in der Natur dafür ein Druck von ungefähr 135 kg/cm^2 notwendig wäre.

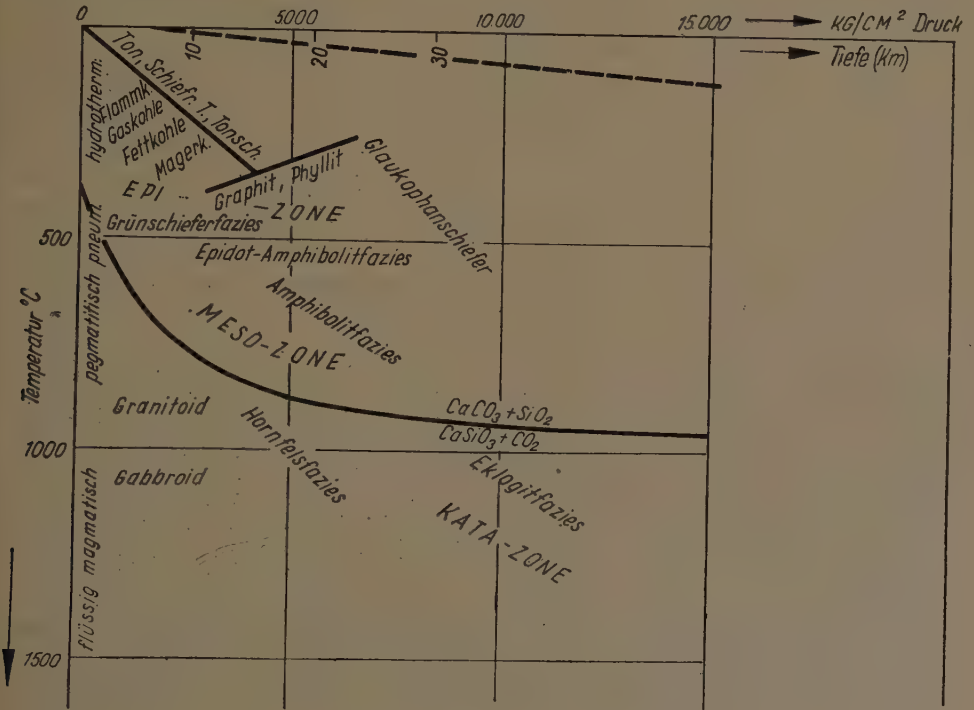


Abb. 6

Abb. 6 verknüpft die erhaltenen Resultate aus dem Bereich der noch höheren Drucke und Temperaturen mit der bekannten *Goldschmidtschen* Kurve. Hier liegen die kristallinen Schieferzonen ungefähr auf der Linie des geothermischen Gradienten von 30 m bzw. auf der Linie des einfachen Belastungsdruckes. Dies bringt zum Ausdruck, dass sich die tektonischen Bewegungen bzw. besonderen tektonischen Wirkungen nur auf die äusseren Zonen der Erdrinde beschränken, d. h. dass dieser äussere Erdrindenteil die »Tektonosphäre« ist. Diese Wirkungen können sich indessen in den tieferen Teilen der Erdrinde gegenüber dem wachsenden Belastungsdruck immer weniger entfalten. Der dynamometamorphe Flügel verschiebt sich also mit dem Fortschreiten der Metamorphose von der Nähe der Druckachse gegen die Mittellinie zwischen der Druck- und Temperaturachse zu.

In diesem Diagramm wurden versuchsweise die Gebiete der *Eskolaschen* Mineralfazies, d. h. deren zahlenmässigen Druck- und Temperaturverhältnisse beiläufig fixiert. Heute kann aber auch schon das Gebiet der optimalen Druck-

und Temperaturgebiete der meisten Erzformationen angegeben werden. Ein grosser Teil der magmatischen Erzformationen kann nämlich einerseits durch die Phase der Magmatätigkeit (flüssig magmatisch, pegmatitisch, pneumatolithisch, hydrothermal), andererseits durch den Tiefencharakter der Muttermagmamasse (z. B. hypabyssisch, subvulkanisch, vulkanisch) gekennzeichnet werden. Die Phase der Magmatätigkeit bedeutet offenbar die Temperatur, der magmatische Tiefencharakter dagegen hauptsächlich den Druck. In dem Diagramm können auch die Druck-Temperatur-Verhältnisse der Lösung und Kristallisation bzw. der ganzen geochemischen Geschichte der verschiedenen Elemente eingetragen werden.

Auf dieser Grundlage können auch die maximalen Tiefengrenzen der einzelnen Sedimentgesteine annähernd bestimmt werden. Nach der bisher üblichen Auffassung darf die Umwandlung der meisten »Sedimentgesteine« zu »metamorphen Gestein« ungefähr bei der Anthrazit-Graphit-Umwandlungsgrenze angesetzt werden. Da laut der äquivalenten Umwandlungskurve sich die Anthrazit-Graphit-Grenze in einer Tiefe von etwa 16 000 m befindet, kann dies als ungefähres Tiefenmaximum der »Sedimentgesteinvorkommen« angenommen werden. Die Trennung zwischen »sedimentären« und »metamorphen« Gesteinen ist jedoch eine Frage der Konvention. Wenn als Sedimentgesteine in Wirklichkeit nur jene bezeichnet würden, die lediglich eine Diagenese im engeren Sinn des Wortes durchgemacht haben, aber keiner Tiefenwirkung ausgesetzt waren, so müsste man laut unseren Diagrammen die meisten sogenannten Sedimentgesteine als metamorphe Gesteine qualifizieren, entsprechend der Auffassung vieler sowjetischer Forscher (z. B. *Porfirjew*, *Shemtschushnikow*) und der von *Vadász*. In den Begriffskreis der Diagenese im engeren Sinn gehören die meisten Auslaugungen, sowie viele Zementations- und Konkretionsbildungsprozesse. Doch ein bedeutender Teil der oft auch Diagenese genannten, richtig aber Epigenese zu nennenden Prozesse, z. B. Wasserentzug und damit verbundene mineralchemische Umwandlung von Tonen und Kohlen, ist hauptsächlich das Ergebnis der lang dauernden Belastungsmetamorphose, geht also auf Druck- und Temperaturzunahme vor sich. Da ein anderer Teil der Sedimente, insbesondere die kalkigen und sandigen, dem Belastungsdruck gegenüber anfänglich überaus unempfindlich sind, konnte sich die Auffassung, dass die Sedimente im allgemeinen auf die Wirkung einer einfachen »Diagenese« zu Sedimentgesteinen werden, so stark einbürgern.

Auf Grund der Untersuchungen von *Klubow* [32] beginnt man heute bereits auch das Problem der Umwandlung des Erdöls genauer zu erfassen. Bekanntlich hatte *White* auf Grund des Fixkarbonverhältnisses auch beim Erdöl eine ähnliche Umwandlungsreihe angenommen wie die Torf-Braunkohle-Steinkohle-Anthrazit-Reihe, wo das Schweröl der Braunkohle und Flammkohle, das Mittel- und Leichtöl, sowie das Gas, der Gas- und Fettkohle entsprechen würden, während in der Nähe der Grenze von Fettkohle und Mager-

kohle sowohl das Öl als auch das Gas aufhören würde. Nach den Untersuchungen *Klubows* führt die Metamorphose des Erdöls zu festen Produkten: vor allem zu Asphaltit-Gilsonit, dann zu Grahamit-Albertit, danach zu Impsonit und schliesslich zu Anthraxolith und Schungit. Somit nähert sich im Laufe der Metamorphose die chemische Zusammensetzung der Kohlen- bzw. Erdölreiche immer mehr einander, um sich beim Fettkohlenstadium bzw. Impsonit zu treffen. Es scheint die Annahme auf der Hand zu liegen, dass zur Erreichung des Impsonitzustandes ähnliche *pt*-Verhältnisse erforderlich sind wie zum Fettkohlenzustand, d. i. im Falle einer normalen Belastungsmetamorphose eine Tiefe von etwa 8000 m.

Der Abbau des Erdöls zu gasförmigen Produkten kann in den durchlässigen Schichten angenommen werden, während in den weniger durchlässigen Schichten sich eher feste Produkte bilden werden.

ZUSAMMENFASSUNG

1. Kohlen- und Tongesteine sind als gegen Druck und Temperatur empfindliche, irreversible Systeme besonders geeignet, als Grundlage für die Messung der Belastungsmetamorphose und für die von geringeren Dynamo- und Kontaktmetamorphosen zu dienen. Als Ausgangspunkt für die Charakterisierung des Inkohlungsgrades ist der Zusammenhang zwischen Elementarzusammensetzung, Feuchtigkeit, Fixkarbon und flüchtigen Bestandteilen in Abb. 1 dargestellt.

2. Die einzelnen, auf die sogenannte Hiltse bzw. Schürmannsche Regel bezüglichen Angaben können als je ein Teilstück einer zusammenhängenden Schichtenmächtigkeits (Teufe)-Inkohlungsgrad-Kurve aufgefasst werden. Werden diese Teilstücke in der Funktion des Inkohlungsgrades aneinander gereiht, so ergibt sich eine zusammenhängende Inkohlungsgrad-Schichtenmächtigkeits-Kurve (Abb. 2). Dies ist die wahrscheinlichste (häufigste) Kohlenumwandlungskurve, die im Falle einer kleineren Inkohlung nur wenig von der Kurve der einfachen Belastungsmetamorphose abweichen wird, im Falle einer grösseren Inkohlung (Umwandlung) jedoch auch die stetig steigende Wirkung von besonderem (dynamometamorphem) Druck bzw. kontaktmetamorpher Temperatur beinhaltet. Diese Kurve lässt sich durch die geologischen Angaben kontrollieren, die von *Petrascheck* als die ehemalige maximale Bedeckung von einzelnen Kohlenvorkommen festgestellt wurden (Abb. 3). Die einfache Belastungskurve verläuft am Rande der gegen die Teufenachse zu gelegenen Angaben (Abb. 3). Im Falle der wahrscheinlichsten Umwandlung ergibt sich als Grenze zwischen Magerkohle und Anthrazit z. B. eine Tiefe von 4000 m, im Falle von einfacher Schichtenbelastung jedoch eine solche von rund 11 000 m.

3. Der sogenannte Inkohlungsgrad hängt bekanntlich ausser vom Druck und von der Temperatur auch von anderen Faktoren ab. Solche Faktoren sind die Beschaffenheit des ursprünglich abgelagerten Pflanzenmaterials, die Umstände der biologischen Zersetzung (pH usw.), die Möglichkeit des Abströmens der flüssigen und gasförmigen Nebenprodukte und im Zusammenhang damit die Gegenwart von Bruchlinien, sowie ihr Alter im Vergleich zu dem der maximalen Hangendenmächtigkeit, die Schichtenkompetenz usw. Die Streuung der *Petrascheck*schen Angaben ist zum Teil auf die Wirkung dieser Faktoren zurückzuführen.

4. Die auf Grund dieser Kurven gewonnenen Teufenwerte können in Druck- und Temperaturangaben zerlegt werden (Abb. 4). Wenn aber die entsprechende Angabe der Kurve mit der des Mittelwertes verschiedener künstlichen Anthrazitisierungsversuche verbunden wird, sowie mit den von *Dapples* bestimmten Daten der natürlichen Semianthrazitbildung, so erhält man die annähernde isometamorphe Kurve der Anthrazitbildung (Abb. 4). Dementsprechend kann die Wirkung einer Temperaturerhöhung von 1° C in der Inkohlung gleich einer Druckerhöhung von ungefähr 33 Atm gesetzt werden.

5. Die auf Grund der Inkohlung gewonnenen Angaben können mit der *Athyschen* Kurve der Belastungsmetamorphose von Tongesteinen verknüpft werden (Abb. 5). Bei Extrapolation dieser Kurven gelangt man zu einem *pt*-Diagramm, welches mit den Angaben des auf Grund der *Goldschmidt*schen Kalzit-Quarz- bzw. Wollastonit-Kohlendioxyd-Kurve gewonnenen Gesteinsmetamorphosendiagramms eine verhältnismässig gute Übereinstimmung zeigt. Aus diesem Diagramm können nicht nur die kristallinen Schieferzonen bzw. die *Eskolaschen* Mineralfazies, sondern auch die optimale Lage von zahlreichen Erzformationen bestimmt werden.

Seither ist ein Gesteinsmetamorphosendiagramm von *Barth* erschienen (*F. W. Barth*, Theoretical Petrology, New-York—London, 1952. S. 349), das auf der Voraussetzung beruht, dass sich das Kohlendioxyd vollständig aus dem von *Goldschmidt* berechneten Kalzit-Quarz- bzw. Wollastonit-Kohlendioxyd-System entfernt. Diese Annahme ist aber etwas übertrieben, denn selbst wenn die physikalische Möglichkeit des Entweichens des Kohlendioxyds gegeben wäre, so wird dieses im Falle von Kalzitbildung dennoch teilweise chemisch gebunden. Deshalb gibt das *Barth'sche* Diagramm zu geringe *pt*-Werte für die verschiedenen kristallinen Schieferzonen bzw. für die *Eskolaschen* Mineralfazies an. So müsste nach dem *Barth'schen* Diagramm bei etwa 150° C bzw. 1200 Atm, also in einer Tiefe von ungefähr 4000—5000 m schon die Grünschieferfazies anzutreffen sein, was offensichtlich mit den Ergebnissen der neuen tiefsten Öltiefbohrungen in Widerspruch steht, bei denen in dieser, wie sogar in grösserer Tiefe in kristallinen Schiefer nicht umgewandelte Sedimentgesteine gefunden wurden.

SCHRIFTTUM

1. *Niggli, P.*: Gesteine und Minerallagerstätten, Basel, 1948.
2. *Erdmann, E.*: Brennstoffchemie, 5, S. 177. (1924).
3. *Gropp, W.* und *Bode H.* Braunkohle, 1932.
4. *McFarlane*: Econ. Geol. 1929.
5. *Dapples, E. C.*: Econ. Geol. 1939.
6. *Roberts, J.*: Panamer. Geol. 1927.
7. *McFarlane*: l. c. 1929.
8. *Legrave, M.*: Ann. Soc. Geol. Belge, 1930.
9. *Zwierzycki*: Mineningenieur, 1930.
10. *Lessing, R.*: Gas Journ. London, 1932.
11. *Lewis, E.*: Coll. Guard. 1932.
12. *Hickling, G.*: Coll. Guard. 1932.
13. *Dapples, E. C.*: l. c. 1939.
14. *Zwierzycki*: l. c. 1930.
15. *Dapples, E. C.*: l. c. 1939.
16. *Petrascheck, W.*: Entstehung, Veredlung u. Verwertung der Kohle, Berlin, 1930. S. 18.
17. *Petrascheck, W.*: l. c. S. 1 und Sitzungsber. d. österr. Akad. Mat. Naturw. Klas. Bd. 156. S. 384—385. (1947).
18. *Campbell, M. R.*: Econ. Geol. I. S. 26. (1905).
19. *Bergius, F.*: Die Anwendung hoher Drucke bei chemischen Vorgängen und eine Nachbildung des Entstehungsprozesses der Steinkohle. Halle. 1913.
20. *White, D.*: Progressive regional carbonisation of coals. Trans. Am. Inst. Mining and Met. Eng. LXXXI. (1925).
21. *Szádeczky-Kardoss E.*: Über Systematik und Umwandlungen der Kohlengemengteile. Bányá- és Kohómérnöki Oszt. Közl. Sopron. XVII. (1948—1949).
22. *Stainier, X.*: Des rapports entre la composition des charbons et leurs conditions de gisement. Ann. Soc. Géol. Belg. LXVIII. (1943).
23. *Duparque, A.*: Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas de Calais. Mém. Soc. Géol. Nord | XI. (1933).
24. *Taylor, Mc. K.*: Fuel. V. S. 195. (1926). — VI. S. 359. (1927). — VII. S. 230. (1928).
25. *Donath, E.*: Die fossilen Kohlen. Ztschr. f. angew. Chem. XIX. und Österr. Ztschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. LV. S. 131. (1907).
26. *Fuchs, W.*: Brennstoff-Chemie. 32. S. 12—19. (1951).
27. *Romwalter A.*: Bányá- és Kohómérnöki Kar Közl. Sopron. (1948).
28. *Szentgyörgyi A.*: Nature. 131. S. 278. (1933).
29. *Volney, L. J.*: Econ. Geol. 29. S. 28. (1934).
30. *Petrascheck, W.*: Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien. S. 350. (1949).
31. *Petrascheck, W.* — *Wilser, B.*: Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben. 74. S. 57. (1925).
32. *Athy, L. F.*: Amer. Assoc. Petr. Geol. 14. (1930).
32. *Klubow*: Die geochemische Klassifizierung der Kaustobiolithe. Gubkin-Gedenkschrift. (russisch.) Moskau. 1948.

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД И УГЛЕНОСНЫЕ ПОРОДЫ

Э. Садецки-Кардош

Резюме

1. Угленосные и глинистые породы, являющиеся необратимыми системами, чувствительными к давлению и к температуре, годны для приблизительного определения (небольшого) пласто-нагрузочного метаморфизма пород. Взаимная требуемую исходную степень карбонизации, влажностью, неизменным углеродом и летучим веществом показана на рис. 1.

2. Отдельные данные, относящиеся к т. н. закону Гильта или Шюрмана, можно понимать, как отдельные части сопряженной кривой мощности (глубины) пласта и степени карбонизации. Соединяя их в функции степени карбонизации, можно определить связанную кривую степени карбонизации и мощности пласта (рис. 2). Она является самой вероятной (самой частой) кривой превращения угля, которая при небольшой степени карбонизации приблизится к кривой простого пластонагрузочного метаморфизма, а в случае значительной карбонизации (метаморфизма) включает в себе и все более возрастающий особенный эффект давления или температуры (контактное или динамометаморфическое воздействие). Кривая может быть проверена при помощи геологических данных, определенных Петрашеком как бывшая максимальная мощность налегающих пластов отдельных каменноугольных районов (рис. 3). Простая пластонагрузочная кривая проходит на краю области данных, приближающихся к глубинной оси (рис. 3.). При наиболее вероятном пластонагрузочном превращении как границы между тощим углем и антрацитом получается глубина около 4000 м, а при простой нагрузке пластов глубина приблизительно в 11000 м.

3. Известно, что т. н. степень карбонизации кроме давления и температуры зависит и от других факторов, как н. пр. от качества первично отжившегося растительного вещества, от условий его биологического выветривания (pH), согласно закону действия масс от возможности удаления жидких и газообразных промежуточных продуктов, в связи с этим от наличия сбросовых линий и от их возраста, отнесенного к времени максимальной мощности кровельных пластов, от компетенции пластов, и т. д. Отчасти следствием этого является значительное рассеяние данных Петрашека.

4. Полученные с помощью этих кривых глубинные данные могут быть обобщены как данные о давлении и температуре (рис. 4). При соединении соответствующей точки кривой с данным среднего значения различных искусственных карбонизационных и антрацитизационных экспериментов, как и с данными естественной семиантрацитизации, определенными Дэплесом, то приблизительно получается изометаморфическая кривая образования антрацита (рис. 4). Согласно этой кривой в карбонизации повышение температуры на 1°C может быть заменено повышением давления приблизительно на 33 атм.

5. Данные, полученные на основании карбонизации можно связывать с кривой Ати пластонагрузочного метаморфизма глин (рис. 5). При экстраполяции обеих кривых получается рt-диаграмма, которая сравнительно хорошо сопоставляема с данными диаграммы метаморфизма пород, полученной из кривой Гольдшмидта, рассчитанной для систем кальцит-кварцит и воластонит-двуокись углерода. Из этой диаграммы возможно определение оптимального положения не только зон кристаллических сланцев или минеральных фаций Эскола, но и образования многочисленных рудных формаций.

— — —

Представлено на заседании Венгерской академии Наук, 30-го ноября 1950 г.

С тех пор была опубликована диаграмма метаморфизма пород Барта (F. W. Barth: Theoretical petrology, New York — London, 1952, стр. 349), рассчитанная с тем предположением, что из систем кальциткварц и воластонит-двуокись углерода углекислота полностью удаляется. Однако это предположение практически преувеличено, ибо если углекислота физически даже может удаляться, она при возможности образования кальцита частично химически связывается. Вследствие этого диаграмма Барта даст слишком маленькие рt-значения для различных зон кристаллических сланцев, как и для минеральных фаций Эскола. Так н. пр. согласно диаграмме Барта при ок. 150°C , или 1200 атм, т. е. на глубине приблизительно 4000—5000 м уже должна была появляться фация зеленых сланцев, что явно противоречит тем глубоким бурениям на нефть, которые на таких и еще больших глубинах обнаруживали осадочные породы, еще не превращенные в кристаллические сланцы.

DARSTELLUNG DES PERIODISCHEN SYSTEMS IN FUNKTION DER IONRADIEN

Von

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

Eingegangen am 15. Juni 1952

Zur Veranschaulichung gewisser geochemischer und kristallchemischer Fragen ist eine Darstellung der Elemente erwünscht, welche ihre durch das periodische System dargestellten Verwandtschaftsverhältnisse mit den für die kristallchemischen Verhältnisse entscheidenden Atom— bzw. Ionenradien verknüpft.

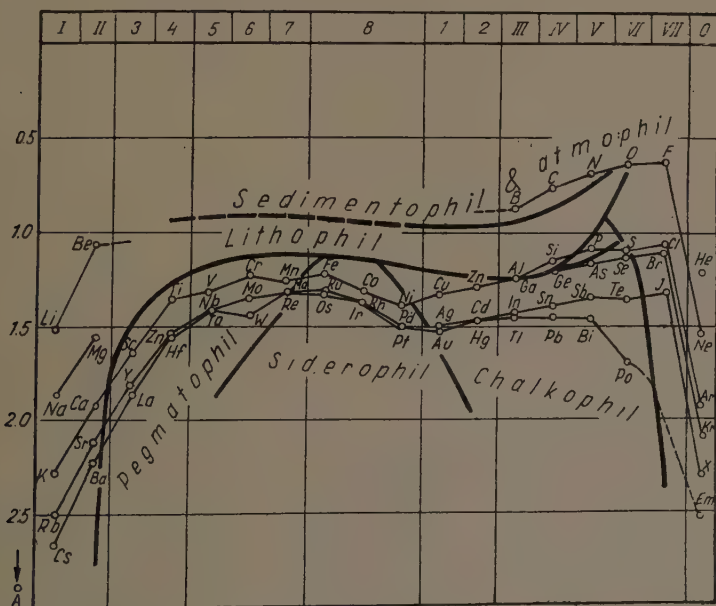


Abb. 1

Die Darstellung in dem gewöhnlichen kurzperiodischen System kann jedoch nicht entsprechend verwirklicht werden. Desto klarer zeigt sich der Zusammenhang der Atom — bzw. Ionenradien mit der Periodizität der Elemente, wenn man die langperiodische Darstellung als Grundlage nimmt (Abb. 1—2). Die Elementengruppen behalten dabei ihren senkrechten Kolumnencharakter.

Die Perioden, d. h. die ursprünglich waagerechten Reihen verwandeln sich in bogenförmige Kurven. Die jetzt entstandenen waagerechten Reihen stellen zusammen erscheinende diadoche Elemente dar. Auch die geochemisch verwandten, in der Natur zusammen vorkommenden Elemente gruppieren sich in gut begrenzten Bereichen des Diagramms: in der Mitte unten erscheinen die siderophilen Elemente, daneben rechts die chalkophilen, links die pegmatophilen, und weiter am linken Rande und oben die litophilen Elemente im engeren Sinne. Zuoberst und am rechten Rande gruppieren sich dagegen die sedimentophilen

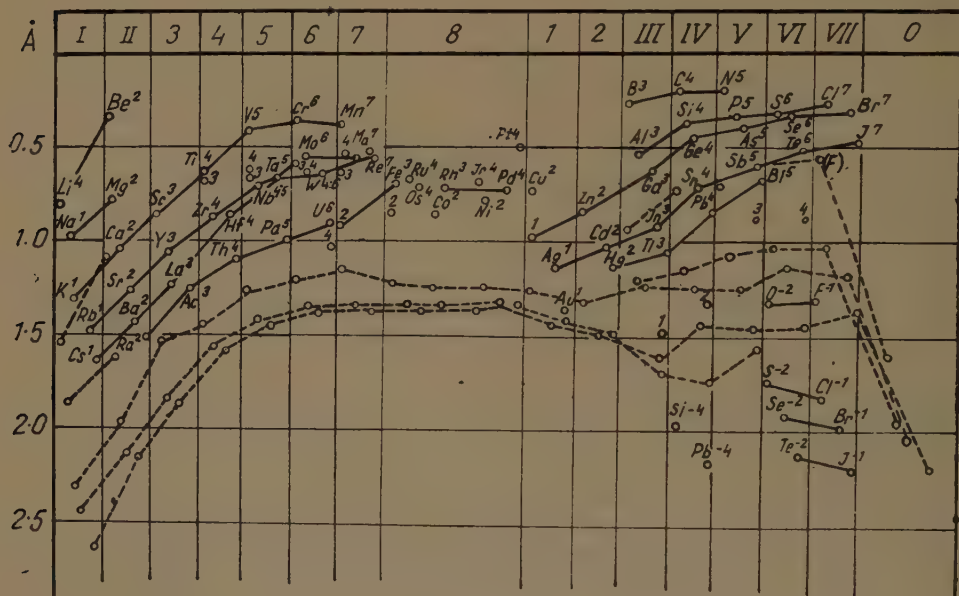


Abb. 2

und atmophilen Elemente. (Bezüglich dieser teils neuen geochemischen Elementeneinteilung siehe folgenden Artikel.)

Abb. 1 ist das Diagramm der neutralen (nullwertigen) Atomarten und stellt auch die Abgrenzungen der geochemischen Elementengruppen dar.

Abb. 2 zeigt das periodische System für die Ionenarten in Funktion ihrer Radien, mit einer Darstellung auch der neutralen Atomarten. Hier sind die Perioden mit zunehmenden Ionenwertigkeiten durch vollausgezogene, die der (nullwertigen) Atome durch gestrichelte Linien gezeichnet. In Abb. 2 liegen die verschiedenen Ionenformen jedes Elementes in derselben Senkrechten, wodurch die Angabe der Elementenbezeichnung lediglich zuoberst genügen wird: die gering ionisierten Ionenformen werden also nur durch die Wertigkeitszahlen angegeben. Die geochemische Geschichte (etwa die Kristallisationsfolge) eines Elementes wird somit stets durch eine senkrecht aufsteigende Linie dargestellt

(siehe folg. Artikel). Die Elemente derselben Kolumne folgen natürlich in der Reihe ihrer zunehmenden Ordnungszahlen aufeinander.

Diese Darstellungen bewährten sich auch didaktisch und wurden deshalb seit 1949 auch in den Universitätsvorlesungen des Verfassers angewandt, die auch als Manuskript erschienen sind.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В ФУНКЦИИ ИОННЫХ РАДИУСОВ

Э. Садецки-Кардош

Резюме

Для наглядного объяснения некоторых геохимических и кристаллохимических вопросов желательным изображением элементов, родственные соотношения которых, изображенные периодической системой, связывают их с атомными или ионными радиусами, нешающими в отношении кристаллохимических условий.

Однако изображение в обыкновенной коротко-периодической системе не может быть осуществлено соответствующим образом. Тем яснее выявляется связь атомных или ионных радиусов с периодичностью элементов, когда основанием служит длиннопериодическая система (рис. 1—2). При этом группы элементов сохраняют свой вертикальный колоннообразный характер. Периоды, т. е. первоначально горизонтальные ряды превращаются в дугообразные кривые. Возникающие ряды представляют появляющиеся вместе диадоховые элементы. С геохимической точки зрения родственные, в природе вместе встречающиеся элементы также группируются в хорошо ограниченных областях диаграммы: внизу, в середине появляются сидерофильные элементы, наряду с ними, направо, халькофильные, налево пегматофильные и еще дальше налево группируются седиментофильные и атмофильные элементы. (Относительно этого, отчасти нового геохимического подразделения элементов см. следующую статью.)

Рисунок 1 является диаграммой нейтральных (имеющих нулевое значение) видов атомов и изображает также ограничение геохимических групп элементов. Рисунок 2 показывает периодическую систему для видов ионов в функции их радиусов, с изображением нейтральных видов атомов. Периоды с возрастающими ионными значениями здесь нарисованы непрерывными, а периоды атомов (нулевого значения) заштрихованными линиями. На рис. 2 различные ионные формы каждого элемента находятся в одной и той же вертикали вследствие чего указывать обозначения элементов только на самом верхе является достаточным: меньше ионизированные ионные формы обозначаются только цифрами валентностей. Геохимическая история (н. пр. последовательность кристаллизации) элементов таким образом всегда изображена вертикально восходящей линией (см. следующую статью). Элементы той же самой колонны конечно следуют один за другим в порядке их возрастающих порядковых номеров.

Эти изображения оказались пригодными также с дидактической точки зрения и поэтому с 1949 года использовались на университетских лекциях автора, опубликованных в форме рукописи.

ÜBER ZWEI NEUE WERTIGKEITSREGELN DER GEOCHEMIE UND DIE GEOCHEMISCHE GRUPPIERUNG DER ELEMENTE

Von

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

Universität, Budapest

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften in Budapest
am 10. XII. 1951

Wenn die Geochemie als ihr wichtigstes Ziel die Feststellung des Auftretens, der Häufigkeit und der Verteilung der einzelnen Elemente in den verschiedenen Bildungen der Erde betrachtet, so untersucht sie eigentlich die Löslichkeit ihrer Mineralien bzw. Verbindungen unter verschiedenen Bedingungen. So oft nämlich irgendein Element als gut definiertes Mineral oder auch nur als Spurenelement getarnt in einer bestimmten Geophase syngenetisch auftritt, so geschieht das, weil dort das Element in irgendwelcher Form unlöslich geworden war. Andererseits fehlt das gleiche Element syngenetisch aus allen Bildungen, wo seine unter den damaligen Bedingungen möglichen Verbindungen löslich waren. In solchen Fällen besteht die Möglichkeit, dass das betreffende Element in der besagten Geophase zugegen war, wobei es aber bei den herrschenden p -, t -, E - und p_H -Bedingungen — einerlei ob in neutraler atomischer oder irgendeiner ionisierten Form — in gelöstem oder gasförmigem Zustande verblieb. Nutzbar werden kann ein Element demnach nur in den Geophasen der Erdkruste, wo es sich als dauernd unlösliches Mineral kristallisiert, bzw. erstarrt.

Bei der Erforschung der Geophasen wurden bisher die geochemischen Verhältnisse mit einer gewissen Einseitigkeit, hauptsächlich nur in bezug auf die relative Menge, bzw. Konzentration der einzelnen Elemente in Betracht gezogen. Die Bindungsart, die Wertigkeit, der Ionisierungsgrad der Elemente wurden kaum gehörig behandelt. Auch auf den Zustand der inneren Zonen wurde hauptsächlich auf Grund des berechneten Druckes und der Temperaturverhältnisse geschlossen, die chemischen Bindungsverhältnisse jedoch von diesem Gesichtspunkt aus kaum ausgewertet. Infolgedessen zeigt sich eine gewisse Lücke zwischen der chemischen und der physikalischen Betrachtung der Erde.

Im folgenden sollen die Wertigkeitsverhältnisse der Elemente der Reihe der Geophasen nach, d. h. in der Richtung vom Erdinnern nach aussen zu mehr-minder kontinuierlich an Dichte, Kristallisationstemperatur und Druck abnehmenden Gesteinszonen hindurch untersucht werden. Auf unseren Diagrammen werden die folgenden wichtigeren Geophasen getrennt:

1. Eisen-Nickelphase, Metallphase der Meteorite.
2. Sulfid-(Troilit-)phase der Meteorite, bzw. primäre magmatische Sulfiderzen.
3. Silikatische Meteoritphase, bzw. terrestrische ultrabasische Magmatiten.
4. Phase der basischen Magma-Gesteine.
5. Phase der sauren Magmatite.
6. Alkali-magmatische Phase.
7. Pegmatitphase.
8. Pneumatolitphase.
- 9–10. Kata-, meso- und epihydrothermale Phasen.
11. »Resistatphase« der Sedimentgesteine.
12. Phase der »Hydrolysate« und Reduzate.
13. Oxydatphase.
14. Karbonatphase.
15. Evaporatphase.
16. Nitratphase.
- 17–19. Die drei Phasen der Kaustobiolithbildung: Humolith-, Gytjtja- und Sapropelgesteine.

(Die Epi-, Meso und Katazonen der Gesteinsmetamorphose figurieren auf unseren Diagrammen noch nicht).

Zwischen die basische und die saure magmatische Zone wurde die mit der mittleren Zusammensetzung der Erdkruste im grossen und ganzen übereinstimmende intermediäre magmatische Zone, ferner an der hydrothermal — sedimentären Grenze die Phase der Verwitterung eingeführt.

1. Die *pt*-Wertigkeitsregel

Wollten wir bei der Untersuchung der Wertigkeitsverhältnisse von theoretischer Seite ausgehen, so sollten wir in bezug auf die magmatische Kristallisation, zunächst die Gitterenergieverhältnisse, bzw. die geoenergetischen Interpretationen von *Fersman* in betracht ziehen [2, 3]. Hiernach geht die Kristallisation bekanntlich in der Reihenfolge der abnehmenden Bindungsenergien, bzw. der abnehmenden EK-Werten vor sich, wobei sich die EK-Werte der einzelnen Ionen durch die halbempirische Näherungsformel:

$$EK = \frac{v^2}{2r} \cdot 0.75 (r + 0.2)$$

ausdrücken lassen, wo v = Wertigkeit (Ladungszahl) und r = Ionenradius ist.

Die Bildung der Sedimentgesteine wird ähnlicherweise durch einen mit der Wertigkeit zu-, mit dem Wachsen der Ionenradien abnehmenden Faktor bestimmt, wie das im *Goldschmidtschen* Ionenpotential zum Ausdruck kommt.

Da nun die magmatische Kristallisation in der Reihenfolge der fallenden EK-Werte, die sedimentäre Gesteinsbildung aber in der der fallenden Ionenpotentiale vor sich geht, so liesse sich erwarten, dass sich die verschiedenen Minerale des gleichen Elements in der Reihenfolge der abnehmenden Wertigkeiten kristallisieren.

Die unmittelbare Prüfung des Beobachtungsmaterials zeigt aber, dass die Verhältnisse in Wirklichkeit gerade *umgekehrt* liegen. Bei systematischer Untersuchung der Elemente von wechselnder Wertigkeit fanden wir sogar als eine die geochemischen Vorgänge grundlegend beeinflussende Regel, dass *die magmatische Kristallisation eines Elementes und im allgemeinen die Bildung der Geophasen in der Reihenfolge der zunehmenden Ionisation, d. h. der steigenden Wertigkeit, bzw. der abnehmenden Ionenradien vor sich geht.*

Eine gewisse Schwankung zeigt sich oft (siehe z. B. Eisen, Germanium, Zinn weiter unten) in der hydrothermalen Phase, meist in Verbindung mit einer scheinbaren Zunahme der sulfidischen und Abnahme der oxydischen Anionen. Tatsächlich setzt sich auch dabei die vom Anfang der magmatischen Kristallisation an stattfindende stetige Zunahme der O- und H-Konzentration fort, aber durch Überschreiten der kritischen Temperatur des Wassers werden die H- und O-Ionen als Wasser (also ohne Bildung von fester Phase) grösstenteils abgebunden. Dadurch nimmt einerseits die Konzentration der H-Ionen ab, d. h. die in der pneumatolytischen Phase sauren Lösungen werden in der hydrothermalen alkalisch. Andererseits nimmt auch die Konzentration der O-Ionen ab, wodurch der Schwefel die anionbildende Rolle des Sauerstoffs übernimmt. In solcher Weise kann also auch das Redoxpotential sinken, obgleich die Menge des Sauerstoffs — den als Wasser gebundene Sauerstoff mitberechnet — tatsächlich zunimmt.

Bei weiterem Sinken von Temperatur und Druck nimmt die Ionisation auch in der Verwitterungszone und in den Zonen der Sedimentbildung weiter zu, falls entsprechende Wertigkeiten zugegen sind.

Endlich entstehen besonders beim beginnenden Untertauchen der Sedimente unter den neueren Ablagerungen wieder Medien mit kleineren Redoxpotentialen, als Folge des Zerfalls von organischen Substanzen (Humolithe, Gytija, Saprolithe), und auch infolge der Zementation bei Verwitterung von Erzen. Dementsprechend fällt die Wertigkeit bei den organischen Substanzen regelmässig.

Als die exogenen Gesteine durch die metamorphen Zonen hindurch nach den tieferen Geophasen zu fortschreiten, wird dieses Sinken der Wertigkeiten auf Grund der bisherigen bezüglichen Daten eine allgemeine Erscheinung in der kristallinen Schiefer.

Die Valenzen der Elemente nehmen also beim Fortschreiten aus dem Erdinnern nach aussen im allgemeinen zu. Die Erde bildet ein nach aussen zunehmend ionisiertes System.

Bevor wir auf den systematischen Nachweis dieser Regel eingehen, sei festgestellt, dass sie der These der energetischen Koeffizienten nur scheinbar widerspricht. Die neue Regel besagt nämlich lediglich, dass sich *bei ein und demselben Element* zuerst die Form mit der kleineren Wertigkeit d. h. mit dem grösseren Radius kristallisiert. Der EK-Satz besagt nicht etwa das Gegenteil, sondern dass sich zuerst diejenige *Verbindung* bildet, deren Bildungsenergie und somit Gesamtwertigkeit die grösstmögliche ist. Der EK-Satz entscheidet, ob irgendeine Verbindung im Zustande der dauernden Kristallisierung ist. Demgegenüber besagt unser Satz, wann die die Verbindung aufbauenden Ionen sich in kristallisationsfähigem Zustande befinden.

Zum Beweis unseres Satzes sollen im folgenden die hauptsächlichsten Erscheinungsformen der einzelnen Elemente in der Reihenfolge der Geophasen in Abhängigkeit von der Wertigkeit, bzw. des Ionisierungszustandes untersucht werden. Es muss dabei bemerkt werden, dass die Wertigkeitsfrage eine noch wenig entwickelte Problemgruppe der Mineralogie bildet. Die Wertigkeitsverhältnisse sogar mancher gewöhnlicher Mineralien, wie die des Chalkopyrits, des Ilmenits und des Titanits usw. sind noch nicht genügend geklärt.

In vielen Fällen kann aus der Analyse die Wertigkeit prinzipiell nicht gefolgert werden, einerseits weil das Analysenverfahren die Wertigkeit verändern, andererseits weil die Wertigkeit in vielen Fällen bei der Analyse nicht erkannt werden kann. Wohlbekannt ist z. B. die Schwierigkeit der Unterscheidung von Ti^{3+} und Ti^{4+} in Gegenwart von Fe-Ion.

Auch aus der Wirkungssphäre des Atoms bzw. Ions folgt die Wertigkeit in vielen Fällen nicht, da sie auch vom Bindungstyp abhängt.

Die im folgenden zu beschprechenden Wertigkeitsverhältnisse der einzelnen Elemente werden in den Abbildungen 1—7 durch stark ausgezogene, horizontale Geraden veranschaulicht, woraus das überwiegend regelmässige Anwachsen der Wertigkeiten desselben Elements mit dem Fortschreiten der Kristallisation klar hervorgeht. Die Koordinatenachse der Wertigkeiten wird durch den Massstab links repräsentiert. (Diese Abbildungen stellen gleichzeitig die weiter unten zu besprechenden [Kap. 3] Häufigkeitsverhältnisse, mit Massstab rechts, dar.)

Am besten bekannt sind die Wertigkeitsveränderungen der *Eisengruppe*, gemäss den verschiedenen Geophasen. Diese Elemente kommen in der Natur bekanntlich überwiegend in gediegenem Metallzustande vor: z. B. Meteoreisen, Eisennickelkern der Erde. (Es sieht fast so aus, als ob der Ionenzustand dieser Metalle nur ein dem kleineren Druck und grösseren Redoxpotential entsprechen — der Zwangszustand wäre.) In der Sulfidphase erscheinen sie hauptsächlich zweiwertig in halbmetallischer Bindung (Troilit, Pyrrhotin, in der Nähe der Erdoberfläche meist Pyrit und Arsenopyrit), der Grösse nach daher eher noch in »neutralen« Zustand. In den silikatischen Erstausscheidungen erscheint das Eisen als 2-, sogar 3-wertiges Kation mit »echten« kationischen Abmessungen in

Oxydmineralien (Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Chromit); bei der Hauptkristallisation ist es meist zweiwertig in Silikatmineralien vorhanden. Die ziemlich regelmässige Zunahme des Wertes $\frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ mit dem Sauererwerden des Gesteins

(s. Kapitel 3), ist ein Anzeichen des Ansteigens des Oxydationsgrades [7]. Gleichzeitig substituiert Nickel in zweiwertigem Zustande das Magnesium im Olivin, Pyroxen und Amphibol. Mit weiterer Abnahme der Temperatur, und Zunahme des sauren Gesteinscharakters tritt die Rolle der Eisengruppe bekanntlich in den Hintergrund. Sie erscheint in relativ grösserer Konzentration aufs neue erst in der hydrothermalen Phase, teils an Schwefel, der Nickel und Kobalt aber überwiegend an Arsen gebunden, grösstenteils zweiwertig, vielfach wiederum sogar durch einen fast »metallischen« Radius gekennzeichnet. (Dies deutet die erwähnte hydrothermale Schwankung der Wertigkeitszunahme an). In den Sedimentzonen steigt der Oxydationsgrad teilweise noch weiter: hier ist das Eisen bereits überwiegend dreiwertig (Raseneisenerz). Der Kobalt kann sich in Sedimenten von hohem Redoxpotential bis zur dreiwertigen Form oxydieren und ist daher in den Oxydaten etwas angereichert. Demgegenüber beträgt die Wertigkeit der höchsten Oxydationsstufe des Nickels in der Natur überwiegenderweise nur 2, daher reichert sich der Nickel in den sedimentären Zonen neben Magnesium in den Hydrolisaten an. Schliesslich erscheint als rückwärts gerichteter Zweig neuerdings die zweiwertige Form des Eisens in den Kaustobiolithen, bei gleichzeitigem Rückgang des Redoxpotentials (Pyrit, Markasit). Die Abnahme der Wertigkeit des Eisens setzt sich dann bei der progressiven Metamorphose fort, wie darauf *Barth* hinwies.

Von den Metallen der Kupfergruppe figuriert das *Gold* durch alle Phasen hindurch in weit überwiegender Weise im reinen metallischen Zustande.

Das *Silber* erscheint in der Eisennickelphase aller Wahrscheinlichkeit nach noch als gediegenes Metall, von der Troilitphase angefangen jedoch überwiegenderweise als einwertiges Kation von sulfophilem Charakter (Argentit, Mirargyrit, Stephanit, Pyrargyrit usw.) und findet sich ausserdem nur in der Zementationszone öfters auch als gediegenes Metall.

Kupfer findet sich im Eisenkern wahrscheinlich im metallischen Zustand vor, ferner untergeordnet hauptsächlich in der Verwitterungszone. Ansonsten ist das Kupfer zumeist einwertig (Chalkopyrit, Chalkosin, Enargit, Cuprit), seltener zweiwertig (Covellin und einige zur Oxydationszone gehörigen Karbonat-, Silikat- und Sulfidmineralien). Beim Chalkopyrit konnte auf Grund der Analogie mit dem Sphaleritgitter entweder das Elementenpaar Cu^{2+} und Fe^{2+} oder das Elementenpaar Cu^{1+} und Fe^{3+} , oder beide Elementenpaare abwechselnd angenommen werden. Von diesen Möglichkeiten erscheint das Vorhandensein des Elementenpaares Cu^{1+} und Fe^{3+} am wahrscheinlichsten. Dafür spricht die Feststellung von *O'Daniel* [6], wonach das K-Ion der Ver-

bindung KFeS_2 ohne wesentliche Veränderung der Gitterstruktur durch Cu, bzw. Ag substituiert werden kann. Demgegenüber lässt sich die Voraussetzung des Vorhandenseins von Cu^{2+} auf Grund der Homeotypie des Chalkopyrits mit Stannin nicht wahrscheinlich machen. Es ist zwar richtig, dass im Stannin neben Sn und Fe offenbar zweiwertiger Kupfer vorhanden ist, doch kann von Analogie mit Chalkopyrit kaum die Rede sein, nachdem sich beide Mineralien nicht in der gleichen Raumgruppe kristallisieren.

Die drei Glieder der *Zinkgruppe*: Zn, Cd, Hg kommen auch in der Eisen-nickelphase in relativ bedeutender Menge vor. Es ist möglich, dass sie hier in metallischem Zustande als Zn^0 , Cd^0 und Hg^0 vorhanden sind. Die Neigung zur metallischen Bindung ist besonders bei dem schwersten Mitglied der Gruppe stark (gediegenes Quecksilber), seltener ist das gediegene Zink.

Alle drei Elemente sind übrigens überwiegenderweise zweiwertig. Infolgedessen kristallisieren sich die hydrothermalen sulfidischen Mineralien dieser Metalle mit dem Ansteigen der Ionenradien bzw. der Atomgewichte bei sukzessive niedrigerer Temperatur, wie es den den Radien umgekehrt proportionalen Bindungskräften entspricht. Kommt jedoch Zink neben Fe^{2+} getarnt vor, so kristallisiert es sich auch bei höherer Temperatur in oxyphiler Weise, hauptsächlich in Silikaten des Fe^{2+} . Es ist in oxyphiler Bindung (Zinkit, Franklinit, Willemit) auch in Kontaktpneumatoliten bekannt. (Über den oxy- und sulfophilen Charakter des Zn^{2+} , sowie über seine Beziehungen zur Koordinationszahl und zum Bindungstypus siehe weiter unten.)

Von der Kolonne *Ga-In-Tl* kommen bekanntlich die ersten zwei in der Natur hauptsächlich dreiwertig, das Tl hauptsächlich einwertig vor. Das Ga^3 und In^3 erscheint getarnt teils sulfo-, teils oxyphilerweise. Das Gallium reichert sich schon in frühen Magnetiten und Chromiten an, wo es das Fe^{3+} und das Cr^{3+} ersetzt. Hiernach kommt es als Substituent des Al^3 sowohl in 6-er wie 4-er Koordination sozusagen in allen Al-Mineralien der Haupt-, Spät- und Nachkristallisation vor. Sobald jedoch auch schwefelhaltige Mineralien auftreten, tritt es in die Sulfide ein: so zeigt es sich in Grönland nicht im Kryolith, sondern im Sphalerit. Bei niedrigerer hydrothermaler Temperatur wird Ga durch Zn, Cu und Ge getarnt (Sphalerit, Fahlerz, Germanit). In den O-reichen sedimentogenen Oberflächenzonen folgt es wiederum hauptsächlich dem Al. Somit ist das Gallium oxychalkophil (s. Kapitel 3).

Das In^{3+} wird seinem grösseren Ionenradius gemäss hauptsächlich durch Fe^{2+} , Mn^{2+} und Zn^{2+} getarnt. Es kommt in frühen sulfidischen Abscheidungen des Fe, sodann in den Silikaten der basischen Gesteine der Hauptkristallisation (Pyroxen), in den pneumatolithischen Kassiterit, Siderit, Kolumbit, Muskowit und hauptsächlich im hydrothermalen Sphalerit vor. Auch in den Sedimentgesteinen vertritt es hauptsächlich Fe^{2+} und Mn^{2+} im Siderit und in den marinen Phosphaten. Somit ist auch Indium oxychalkophil.

Der Ionenradius der vorherrschend einwertigen Form von Tl steht den Ionenradien von K^{1+} und Rb^{1+} nahe, es tritt daher hauptsächlich in K-Feldspat und im Leuzit in Gesteinen der Haupt- und Nachkristallisation getarnt auf, sodann pegmatitisch im K-Glimmer. Hydrothermal hingegen kommt neben Pb^{2+} mit ähnlichem Ionenradius getarnt vor (Galenit, Jordanit, Dufrenoisit); doch tritt es auch selbständig als Sulfid-Arsenid auf (Lorandit, Vrbait). Da es aber angeblich im Pyrit und Sphalerit auch hydrothermal, vermutlicherweise das Fe^{2+} und Zn^{2+} vertretend auftritt, kann hier auf Grund der Ionenradien vielleicht auch mit Tl^3 gerechnet werden. Sedimentär häuft es sich wiederum hauptsächlich neben K in den Kalisalzen der Evaporite an.

Blei ist in der Natur in 0-, 2- und 4-wertiger Form bekannt. Nullwertige gediegene Vorkommen sind grösstenteils unsicher und handelt es sich dabei wahrscheinlich um künstliche Produkte. Auf Grund dieser Vorkommen kann jedoch angenommen werden, dass das in grösster, die der Troilit- und Silikatphasen übertreffender Konzentration in der Eisennickelphase der Meteorite vorkommende Blei ebenfalls in nullwertigem, gediegenes Zustande entstand.

In der zweiwertigen Form findet sich Blei wahrscheinlich meist als Spurenelement neben Ca und K getarnt in primären magmatischen Silikaten. Ebenfalls in zweiwertiger Form erscheint es in seinen selbständigen Mineralien, im hydrothermalen Galenit und in den Doppelsulfiden (Jamesonit, Zinkenit, Heteromorphit usw.), sowie in einem Grossteil der aus diesen durch Oberflächenoxydation entstandenen, O-hältigen sekundären Bleimineralien (Anglesit, Cerussit, Wulfenit, Pyromorphit, Mendipit usw.).

In sekundären Mineralien erscheint aber als Seltenheit auch das vierwertige Blei (Plattnerit PbO_2 und die teils zwei-, teils vierwertiges Blei enthaltende Mennige). Zur Bildung derselben ist bereits ein sehr hohes Redoxpotential erforderlich, das für die normale Lösung mindestens 1,4 Volt beträgt (15).

Germanium und Zinn kommen von den 3 Phasen der Meteorite gleichfalls in der Eisennickelphase am häufigsten vor. Zieht man die Armut dieser Phase an anionbildenden Elementen, sowie die relativ leichte Reduzierbarkeit des Ge und Sn zu Metall in Betracht (in Seifen wurde angeblich auch gediegenes Zinn gefunden), dann erscheint die Annahme begründet, dass Ge und Sn in der Eisennickelphase ursprünglich auch als »gediegenes« Metall, bzw. als Legierung nullwertig vorkommen. In der primären magmatischen Sulfidphase sind beide Elemente untergeordnet und voraussetzlich in zweiwertiger, sulfidischer Form vorhanden. In der Silikatphase ist die Gesamtmenge der beiden Metalle trotz der noch kleineren Konzentration bedeutend. Hier wird Ge bekanntlich hauptsächlich neben Si in 4-wertiger Form, Zinn teilweise in 2-wertiger Form neben Ca, teils in 4-wertiger Form neben Fe^{2+} getarnt vorausgesetzt. Pegmatitisch und pneumatolithisch ist Sn vorherrschend 4-wertig und ersetzt Ti^4 (Titanit), Ta^{5+} , Nb^{5+} und W^{6+} (Wolframit). Hier kommt es auch im Biotit, Turmalin, Fluorit und Plagioklas vor, vielleicht sogar auch 2-wertig neben Ca.

Bekanntlich erreicht Zinn hier auch als selbständiges Mineral (Kassiterit) in 4-wertiger Form sein Maximum. Hydrothermal erscheint es auch als selbständiges Sulfid im Teallit, Kylindrit, Herzenbergit und Stannit, d. h. zweiwertig, vielleicht auch vierwertig. Germanium zeigt sich stellenweise pneumatolitisch und hydrothermal teils im Sphalerit und anderen Sulfiden getarnt, teils als selbständiges Mineral (Argyrodit, Germanit) 2- und 4-wertig. Somit zeigt die Zunahme der Ionisation bei sinkendem *pt* im Falle von Ge und Sn eine kleinere Schwankung in der hydrothermalen Phase.

Silizium zeigt die Regel der Wertigkeitsänderung in klarer Weise, obwohl es in der Erdkruste ausschliesslich als 4-wertiges Kation bekannt ist. Es kommt nämlich im Meteoreisen in einer Form von niedrigerer Wertigkeit, als Karbid (Moissanit, SiC) mit fast neutralen Atomabmessungen vor.

Die Wertigkeitsänderungen des *Kohlenstoffs* sind noch auffälliger: in den tieferen Geophasen entsprechenden Meteoriten kommt er hauptsächlich als Karbid (meist als Cohenit Fe_3C) nahezu elementar, sogar anionartig vor. In den Silikat-Meteoriten und den tieferen Zonen der bekannten Erdkruste findet sich Kohlenstoff in typisch elementarem Zustande, in halbmetallischer bzw. Atom-Bindung (Diamant, Graphit, Cliftonit) und als Graphit zuweilen auch noch in Pegmatiten. Im übrigen kommt es in den Magmatiten manchmal schon als Silikat-Karbonat (Cancrinit), bzw. Phosphat-Karbonat (Karbonat-Apatit) vor, bildet also hier schon ein 4-wertiges Kation.

Diese Form wird sodann in den hydrothermalen und sedimentbildenden Phase als selbständiges C-Mineral (Kalzit usw.) vorherrschend.

Auch der *Stickstoff* zeigt die Gültigkeit der Wertigkeitsregel: er kommt in den Meteoriten — zumindest teilweise — als Nitrid vor (Osbornit, TiN), d. h. in schwach anionischer Form. In den Magmatiten ist angeblich, wenigstens zum Teil, in ammoniakartiger Bindung, demnach schon als 5-wertiges Kation, in den Sedimentgesteinen aber hauptsächlich als Nitrat, d. h. als ausgesprochen 5-wertiges Kation, teils aber in organischen Bindungen von unbestimmter Wertigkeit (Kaustobiolithe) zugegen.

Der *Phosphor* erscheint sowohl in der Metall-, wie in der Sulfidphase hauptsächlich als 3-wertiges Anion (Schreibersit, $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{P}$). In Meteoriten wurde angeblich Phosphor auch im Elementarzustande, als weisser Phosphor gefunden. In der Erdkruste hingegen figuriert er wahrscheinlich in allen Fällen, zumindest aber vorherrschenderweise als 5-wertiges Kation in oxyphiler Weise. Er bildet in der magmatischen Phase hauptsächlich Apatit; in der pegmatitisch-pneumatolitischen Phase treten auch andere Phosphate auf. Manchmal tritt P^{5+} an die Stelle von Si^{4+} . Auch in den Sedimenten bildet Phosphor 5-wertiges Kation. (In quantitativer Beziehung verhält sich Phosphor interessanterweise gegensätzlich bei Tiefen- und Eruptivgesteinen: bei basischer Zusammensetzung enthält das Effusiv, bei saurer das Intrusiv mehr Phosphor.)

Infolge seiner grossen Wertigkeits-Variabilität zeigt das *Arsen* das allmähliche Ansteigen der Ionisation besonders deutlich. Man findet es schon in den Eisennickelmeteoriten in verhältnismässig grossen Mengen, wobei es wahrscheinlich nullwertig, d. h. gediegen, oder anionenbildend als Arsenid, (analog dem Schreibersit) auftritt. Am reichsten kommt Arsen in der Sulfid-(Troilit-)phase vor, offenbar As^{3-} -Anionen bildend. Als Anion bildet es hauptsächlich mit den Elementen der Eisen- und der Platingruppe, d. h. mit den siderophilen Elementen, Mineralien von halbmetallischer Bindung. Demnach nimmt hier das Arsen in bezug auf seinen Radius eine Mittelstellung zwischen As^{3-} und As^0 ein. Es erscheint z. B. in der terrestrischen magmatischen Vorkristallisation als Sperryolith, sodann von der pegmatischen Phase an als Arsenopyrit, Löllingit, Chloantit, Safflorit, Kobaltit, Nickelin, Rammelsbergit, Gersdorffit und ähnlichen Mineralien. In den rascher erkaltenden effusiven hydrothermalen Erzgängen erscheint es in gediegener Form und besonders als Arsensulfosalz hauptsächlich mit Kupfer, Silber und Blei zusammen als Enargit, Pyrargyrit, Jordanit usw., und sogar als einfaches Sulfid (Auripigment, Realgar), somit schon als 3-wertiges Kation. Bei der Verwitterung steigt seine Ionisation noch weiter, wobei Arseniate entstehen, d. h. es verwandelt sich in ein 5-wertiges Kation (Erythrin, Annabergit, Skorodit, Olivenit, Mimesit, usw.). Das 5-wertige Arsenkation ist bereits also ausgesprochen oxyphil; in manchen Fällen lässt sich das auch schon vom 3-wertigen As sagen (Arsenolith).

Die Wertigkeitsverhältnisse des *Antimons* sind denen des Arsens ziemlich ähnlich. Auch das Antimon reichert sich hauptsächlich in der sulfidischen Vorkristallisation und hydrothermal an, und zwar hauptsächlich als 3-wertiges schwaches (halbmetallisch gebundenes) Anion (Stibiopalladinit, Dyskrasit, sodann Ullmannit, Breithauptit, Gudmundit). Hydrothermal figurirt es auch neutral (als gediegenes Antimon und Allemontit), in den Sulfosalzen sogar teils als schwaches, 3-wertiges Kation (Tetraedrit, Burnonit, Jamesonit, Stephanit, Pyrargyrit), schliesslich — hauptsächlich ganz niedrig hydrothermal als typisch 3-wertiges Kation (Antimonit). In der Verwitterungszone verhält es sich oxyphil teils in 3-wertiger und teils vielleicht sogar in 5-wertiger Form (Valentinit, Sénarmontit, Kermesit, usw.).

Das *Wismut* zeigt in der Natur geringere Wertigkeitsverschiedenheiten. Es findet sich pegmatitisch und pneumatolitisch, manchmal auch hydrothermal als gediegenes Wismut und hauptsächlich ebenfalls in fast metallischer Bindung d. h. als fast neutrale schwache Kation im Bismutin, Tellurobismutin und Guanajuatit und endlich als Sulfosalz in typischer 3-wertiger Kationform hauptsächlich mit Kupfer, Blei und Silber (Emplektit, Dognácskait, Wittichenit, Rézbányit, Cosalit, Schapbachit usw.). Ein Teil der Bi-Sulfosalze (Wittichenit, Klaprothit, Bi-Fahlerz) ist meist nur hydrothermal. Die Bi-Mineralien verwandeln sich hauptsächlich bei der Verwitterung zu oxydischen und karbonatischen Mineralien mit 3-wertigem Bi-Kation (Wismutocker, Bismutosphärit

usw.). Auch in dem einzigen wichtigeren Bi-Silikat, dem Eulytin bildet das Wismut 3-wertiges Kation. Als komplexes Oxyssäureradikal ist Bi in der Natur noch nicht bekannt.

Die Regel der zunehmenden Ionisation zeigt sich auffällig auch bei dem *Schwefel und dessen Gruppe*. Schwefel kommt in der Troilitphase der Meteorite, ebenso wie in den zumeist Ni- und Cu-hältigen, pyrrhotinischen Massen der ersten terrestrischen magmatischen Kristallisation als zweiwertiges Anion vor. Mit der Erniedrigung der Temperatur und der Erhöhung der silikatischen Magmaazidität werden sulfidische Massen und auch mikroskopische Mineralieneinschlüsse immer seltener, dagegen wächst in den sulfidischen Mineralien die relative Menge des S^{2-} ; es bildet sich Pyrit an Stelle von Pyrrhotin. Lediglich in extrem zusammengesetzten Alkaligesteinen nimmt die Menge des Schwefels etwas zu, wobei der Schwefel teils den Sauerstoff in Silikatmineralien ersetzt (Helvin) und sich in oberflächennahen Effusiven zu SO_4 oxydiert (Nosean, Hauyn). Vorherrschend werden die Sulfide nochmals etwa bei der kritischen Temperatur des Wassers und darunter, innerhalb der ganzen hydrothermalen Phase. Auch hier bildet Schwefel meist zweiwertiges Anion, stellenweise entsteht aber auch schon neutraler (bzw. molekular gebundener) gediegener Schwefel durch Wechselwirkung von H_2S und SO_2 . Die Sulfatbildung spielt hier eine noch untergeordnete Rolle. Häufiger wird der gediegene Schwefel in der Sedimentzone, wo aber die magmatischen Sulfide zum grössten Teil zu Sulfatmineralien mit 6-wertigem Kation oxydiert werden. Bei Zerstörung von organischen Substanzen mit Abnahme des Redoxpotentials entstehen aufs neue sulfidische Mineralien.

Ähnlich scheinen die Wertigkeitsänderungen des *Selens* und des wenig bekannten *Tellurs* zu sein: das zweiwertige Anion der tieferen Zonen verwandelt sich in den höheren Zonen sukzessive zum 6-wertigen Kation. Bei diesen Elementen ist aber auch die 4-wertige Form bekannt (Selenite und Tellurite, z. B. Chalkomenit, Durdenit).

Von den *Halogenen* sind F, Cl und Br in der Erdkruste nur als einwertige Anionen bekannt. Während F und Cl in Magmatiten auch selbständige Mineralien bilden, sind selbständige Br- und J-Mineralien hier nicht bekannt, obgleich angeblich Jod mit einzelnen Schwermetallen in Magmatiten Jodide bildet. J kommt jedoch in Sedimenten von extrem hohen Redoxpotentialen auch als 5-wertiges Kation in Form von Jodaten (Lautarit, Dietzit) vor.

Scandium, Yttrium und die *Lanthaniden* haben vom Gesichtspunkt der Wertigkeitsfrage geringere Bedeutung: sie sind überwiegend 3-wertig und haben durchgehend oxyphilen Charakter.

Die auch zweiwertig vorkommenden Elemente Yb und Eu können auch in frühe Feldspäte eintreten, die dreiwertigen nur in spätere, weil nach *Wickmann* hier schon als Wertigkeitsausgleich gleichzeitig $Si^{4+} - Be^2 -$ Substitutionen

erforderlich sind, das Be aber erst pegmatitisch kristallisiert. Dies steht auch mit der Wertigkeitsregel im Einklang.

Schon die ersten *Titan*mineralien, die sich in basischen Gesteinen höchster Kristallisationstemperatur bilden, enthalten meist 4-wertiges Ti (Ilmenit), ebenso wie die Bildungen in sauren Gesteinen (Titanit). Auf Grund der Isotypie des Ilmenits mit dem Hämatit könnte man das Titan im Ilmenit für 3-wertig halten, doch erweist die Isomorphie mit dem Geikielith und dem Pyrophanit das Titan als 4-wertig. In den Alkaligesteinen ist das Titan oft teilweise 3-wertig (Perowskit, Ti-Augit, Melanit, Phlogopit, Biotit) und nur teilweise 4-wertig (Ti-Zr-Silikate). In den Spinellen TiFe_2O_4 und FeTi_2O_4 , die angeblich in Effusivgesteinen vorkommen, sollte Ti 2- oder 3-wertig sein. Hier konnte die der frühen Kristallisation bei niedrigerem Redoxpotential entsprechende 3-wertige Form infolge der raschen Abkühlung als Zwangszustand erhalten bleiben. In Pegmatiten erscheint Titan hauptsächlich als Rutil, ist daher 4-wertig. Gleichfalls als 4-wertig erscheint das Titan in den alpinen hydrothermalen Erzgängen (Rutil, Brookit, Anatas). Ilmenit und Rutil häufen sich gewissermassen in den Resistaten an. Das hydrolysierte Ti reichert sich übrigens in den Bauxiten an, wo es als Titanit, Ilmenit, Rutil und Anatas, also ebenfalls in 4-wertiger Form erscheint.

Im Endergebnis ist Titan in der Natur meist 4-wertig und die 3-wertige Form spielt nur untergeordnete Rolle, meist als Zwangszustand.

Das *Zirkonium* zeigt sich als durchwegs 4-wertiges Element vom Gesichtspunkt der Wertigkeiten indifferent. Sein Hauptmineral, das Zirkon ist ein aus Ionen von grosser Bindungsstärke aufgebautes erstes Abscheidungsprodukt, häuft sich jedoch in den (späten) sauren Gesteinen mehr an, als in den basischen, da die Menge des Zirkoniums in den basischen Magmen noch zu gering ist [4].

Das *Vanadium* erscheint in den primären magmatischen Sulfiden in nur geringer Menge und möglicherweise teils in 2-wertiger Form. In den magmatischen Ti-hältigen Eisenerzen ist es stärker angereichert und ersetzt wahrscheinlich in 3-4-wertiger Form Ti^4 und teils vielleicht auch Fe^3 und Al^3 . Untergeordnet kann es aber auch hier schon 5-wertig vorkommen. Im Augit, Amphibol und besonders im Glimmer der Hauptkristallisation werden V^4 und V^5 als Substituenten für Fe^3 und Al^3 angenommen. In den Sedimentgesteinen ist Vanadium vorherrschend 5-wertig und ersetzt in oktaedrischer Koordination meistens Al, hauptsächlich in Tonmineralien. Im Bauxit und Laterit erscheint Vanadium ebenfalls als (V^{5+}O_4) adsorbiert. In Gegenwart von H_2S häuft es sich als Patronit in 4- oder 5-wertiger Form an. Es reichert sich auch in der Steinkohle, im Erdöl und besonders im Asphalt an.

Das *Niobium* und das *Tantal* erscheinen vorherrschend als 5-wertige Kationen hauptsächlich in Pegmatiten als selbständige oxydische Mineralien und neben Ti und Zr getarnt in Silikaten. Tantal ist auch in gediegenem Zustand

als Seltenheit aus Seifen bekannt. Sie besagen also bezüglich der Wertigkeitsregel nicht viel.

Das *Chrom* erscheint 3-wertig vorherrschend frühmagmatisch als Chromit und Spinell, sowie in den Silikatmineralien teils mehr oder weniger selbständig, teils getarnt. Auch in Sedimentgesteinen sowohl in den Resistaten, wie auch adsorbiert in den Hydrolisaten bleibt das Chrom hauptsächlich 3-wertig. In der Nitratsfazies der Wüsten mit extrem hohem Redoxpotential tritt es aber als 6-wertiges Chromat (Tarapacait) auf. Das gleichfalls 6-wertiges Chrom enthaltende Krokoit, entsteht in der Oxydationszone.

Auch *Molybdän* lässt die Wertigkeitsregel klar erkennen. In der Eisennickelphase ist es wahrscheinlich nullwertig, gediegen oder legiert vorhanden. In den magmatischen Phasen der Erdkruste tritt es durchweg 4-wertig vorherrschenderweise als MoS_2 auf. Von der Verwitterung an ionisiert es sich in den sedimentären Geophasen zu 5- und 6-wertig. (Im Ilsemanit, wird 5-wertiges Mo angenommen: $\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). In den Kaustobiolithen reduziert es sich wieder zum 4-wertigen Ion. Auf die eigenartige Erscheinung, dass das MoS_2 in der pneumatolitischen Phase gerade dann häufig zu werden beginnt, als die übrigen Kationen in oxydischer Form auftreten (SnO_2 , FeWO_4), kommen wir in Kapitel 3 zurück.

Wolfram erscheint in der Eisennickelphase der Meteorite in verhältnismässig hoher Konzentration, wahrscheinlich in nullwertiger Form. Im übrigen figuriert es im magmatischen Zyklus durchweg in seiner höchsten Oxydationsstufe, als W^{6+} , verändert daher seine Wertigkeit auch in den sedimentären Phasen nicht.

Das *Uran* ist anfangs in den pegmatitischen Bildungen hauptsächlich 4-wertig (UO_2), doch oxydiert sich oft hernach teils auch zu 6-wertigem (zu UO_3). In den Bildungen niedrigerer hydrothermaler Temperatur steht die Zusammensetzung der Pechblende auch schon ursprünglich dem UO_3 näher. An der Oberfläche entstehen teilweise UO_2 enthaltende Uranylverbindungen (Uranglimmer), teilweise aber U^{6+} enthaltende Oxyde (Becquerelit). Das U^{4+} kann sich nämlich schon bei relativ niedrigem Redoxpotential zu U^{6+} umwandeln und sind somit in Gegenwart von Fe^{2+} beide Wertigkeitsformen möglich (Scserbina, 15). Somit kann sich Uran sowohl in an organischen Substanzen reichen Sedimentgesteinen von geringem Redoxpotential, wie auch in Wüstensedimenten von hohem Redoxpotential anhäufen.

Auch im Falle des *Mangans* tritt die Wertigkeitsregel klar hervor: in der Eisennickelphase der Meteorite ist es wahrscheinlich nullwertig, in der Troilitphase 2-wertig (Oldhamit), von der magmatischen Hauptkristallisation an vertritt es zunächst noch in vorherrschend 2-wertiger Form das Fe^{2+} in den Silikaten; von der pneumatolitischen Phase an erscheint es hauptsächlich als Oxyd, dann als Karbonat (Franklinit, Rhodochrosit). Untergeordnet ist es hier schon 3-wertig (im Franklinit teilweise, ferner im Manganandalusit

statt Al). Von der epihydrothermalen Phase an wird Mangan überwiegend 3-wertig (Manganit, Braunit). In der Verwitterungszone oxydiert es sich zumeist noch weiter und findet sich somit in den Sedimenten in vorherrschend 4-wertiger Form, oxydisch (Pyrolusit, Manganomelan, Psilomelan).

Somit gibt es für das Erstarren des Magma ausser der Gitterenergie einen anderen ausschlaggebenden Faktor: das *regelmässig zunehmende Redoxpotential*. Das letztere erscheint als die unmittelbare »Ursache« der Wertigkeitsveränderungen, deren nähere Untersuchung im nächsten Kapitel folgt.

2. Versuch einer geochemischen Deutung der Wertigkeitsveränderungen und des Redoxpotentials. Grenzabmessungen von Ionen

Es liegt an der Hand, die Regel der zunehmenden Ionisation mit der Temperatur- und Druckabnahme auf ein, in der Erde nach aussen zu steigende »Redoxpotential« zurückzuführen. *Goldschmidt* wies darauf hin, dass der Oxydationsgrad der Meteorite im allgemeinen niedriger ist, als der der terrestrischen Gesteine [7]. An Gesteinen der Umgebung von Oslo hat er auch festgestellt, dass mit dem Fortschreiten der magmatischen Kristallisation der Oxydationsgrad ansteigt. Aus folgenden ergibt sich, dass das Anwachsen des Oxydationsgrades mit dem Fortschreiten der Magma-Kristallisation eine ziemlich allgemeingültige Regel ist. Dies zeigt sich, wenn man die auch von

Goldschmidt angewandten $\frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ -Werte für die verschiedenen Gesteinstypen

errechnet. Wir benutzten dazu die *Dalyschen* Durchschnittswerte und für die bei *Daly* fehlenden Gesteinstypen teils aus den bei *Johannsen* mitgeteilten Analysen (Greisen, Esmeraldit), teils aus den Daten von *Fersman* berechneten Mittelwerte (Alkalipegmatit). Beistehende Tabelle zeigt einige der berechneten

$\frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ Werte woraus sich folgendes ergibt :

1. Beim Fortschreiten der Magmakristallisation steigt der Oxydationsgrad in den stets saurer werdenden Gesteinen ziemlich regelmässig an.

2. Der Oxydationsgrad der Effusivgesteine ist wesentlich höher als der der entsprechenden Intrusivgesteine.

3. Der Oxydationsgrad der Alkaligesteine liegt höher als der der entsprechenden Kalkalkaligesteine.

Somit läuft die Erscheinung der nach aussen abnehmenden Ionenradien, bzw. zunehmenden Ionisation mit dem Ansteigen des Redoxpotentials bzw. des Oxydationsgrades parallel.

Tabelle 1

Dunit	1,0	Pikrit	1,2	—	—
Olivin-Gabbro	1,2	Plateau-Basalt	0,7	—	—
Gabbro	1,1				
Diorit	1,5	Basalt	1,7		
Quarzdiorit	1,4	Andesit	2,1	Essexit ..	1,5
Granit	1,8	Dacit	2,5	Nephelin-	
		Rhyolith	3,3	Syenit ..	3,1
		Pegmatit	2,26		
		Perazidit	3,01		
				Trachidolerit	1,8
				Phonolith ...	4,6

Auf Grund der sich an der Erdoberfläche abspielenden Vorgänge pflegt man das Redoxpotential als einen von der Sauerstoffmenge abhängenden Wert anzusehen. Diese Ansicht ist jedoch unrichtig. In einer folgenden Studie werden wir eben in bezug auf die Alkaligesteine nachweisen, dass der Oxydationsgrad bzw. das Redoxpotential keine einfache Funktion des O-Gehaltes ist, sondern sich sogar entgegengesetzt zu demselben ändern kann. Auch lassen sich in den inneren Zonen der Erde verschiedene O-freie Systeme voraussetzen (Sulfid- und Metallphase) und findet sich in diesen dennoch eine weitere Veränderung der Redoxpotentiale statt.

Das Redoxpotential richtet sich nicht nur nach der relativen Menge aller Anionen, vielmehr auch nach dem Grade der Ionisation derselben. Das gleiche Ion kann je nach der Bindungsart in verschiedenem Masse ionisiert sein. Es muss angenommen werden, dass das Mass der Ionisation auch von den physikalischen Bedingungen, dem Druck und der Temperatur abhängt und lässt sich daher die im Erdinnern nach aussen zu zunehmende Ionisation teils als das Resultat der abnehmenden pt-Verhältnisse deuten.

Gemäss dieser Annahme bestimmt also im Innern der Erde nicht nur die Menge des Sauerstoffs oder der sonstigen Anionen den Ionisationsgrad, vielmehr verhält es sich gerade umgekehrt: es ist die Ionisation des Systems, die seinen Gehalt an O, oder an anderen Anionen bestimmt. Bei Freiwerden einer kleinen Anzahl von Elektronen (chalkophile Kationen) ist es der Schwefel, im Falle des Freiwerdens einer grösseren Anzahl ist der Sauerstoff, der sich für die Aufnahme der Elektronen geeigneter zeigt und zwar aus weiter unten (S. 248) anzugebenden Gründen. Sowohl der O, wie der S hat ein kleineres Atomgewicht, als die mit ihm zusammen erscheinenden Kationen. Beide stellen in ihren eigenen Zonen das Hauptelement mit dem kleinsten Atomgewicht dar. Ihr massenhaftes Vorkommen in der fraglichen Zone ist also keine Folge des Atomgewichtes, sondern vielmehr auf die anionenbildende Fähigkeit dieser Elemente zurückzuführen, die zur chemischen Bindung derselben in einer ionengitterartigen oder halbmolekularen Struktur führt. Wenn sich im allgemeinen aus einer

Elementengruppe viele Elektronen freimachen lassen, d. h. wenn die Elemente der Gruppe zur Kationenbildung neigen, binden ihre Elektronen zur Anionenbildung fähige Elemente. Andererseits ist es unzweifelhaft, dass, wenn in einem System viele zur Anionenbildung neigende Elemente vorhanden sind, dies die Bereitschaft der Kationenbildner zur Abgabe von Elektronen erhöht.

Auf Grund der im Erdinnern nach oben stetig wachsenden Tendenz zur Elektronenabgabe bringt auf den Gedanken, dass man es hierbei mit Erscheinungen zu tun hat, die mit der Existenz bestimmter *Grenzabmessungen* der Ionen zusammenhängen: *die komprimierbaren Atome dehnen sich bei abnehmendem Druck aus, doch kann diese Dehnung bestimmte Grenzen nicht übersteigen*, weil die elektrostatische Anziehungskraft des Atomkerns über eine bestimmte Entfernung hinaus keine Elektronen an sich zu ketten fähig ist. *Mit dem Abnehmen des Druckes neigen infolgedessen die äussersten Ionen immer mehr zum Abreissen, was einer Tendenz zur Umwandlung in Ionen sukzessive höherer Wertigkeit gleichkommt.* Die in der Tiefe entstandenen Sulfidmineralien z. B. wandeln sich in dieser Weise an der Oberfläche zu Sulfaten um, d. h. es entsteht aus dem Anion S^{2-} das Kation S^{6+} .

Die derart abreissenden Elektronen werden von Elementen aufgenommen, die beim betreffenden Druck von den Grenzabmessungen noch weit entfernt sind, d. h. zur Anionenbildung neigen. In den tieferen Zonen zeigt sich hauptsächlich der Schwefel, in den höheren der Sauerstoff als am meisten zur Anionenbildung geeignet. (Natürlich erhöht die Anwesenheit der zur Anionenbildung geeigneten Atome die Bereitschaft der übrigen Atomarten zur Abgabe von Elektronen). Hierbei liesse sich die Regel der steigenden Wertigkeiten bei sinkender Temperatur im allgemeinen als eine mit der gleichzeitigen Druckabnahme einhergehende, aus den Grenzabmessungen der Atome folgende Ionisationssteigerung auffassen.

Unter erhöhtem Druck hinwiederum entsteht infolge gegenseitiger Annäherung der Elektronen, im Wirkungsbereich des Atomkerns sozusagen Raum für weitere Elektronen, und können somit auch neue Elektronen von aussen »dauernd« in das Atom eintreten, d. h. kann sich der Elektronenvorrat des Atoms erhöhen. Anionenbildner sind die in grösster Masse komprimierbaren Atomarten, die sogar mehr Elektronen in ihren Wirkungsbereich aufnehmen können, als es der neutralen Elektronenkonfiguration entspricht. Mit Rücksicht auf die von Anionenbildnern freie Eisennickelphase kann damit gerechnet werden, dass bei sehr hohem Druck, bzw. Temperatur Anionenbildner überhaupt keine Existenzfähigkeit mehr haben können, nachdem sie die kleinstmögliche Grenzabmessung erreicht haben. Dies bedeutet, dass die Atomabmessungen nicht nur einen oberen, sondern auch einen unteren Grenzwert haben könnten.

Wie kommt das Freiwerden der Elektronen, die Ionisation im Innern der Erde zustande? Hierüber gibt die Elektronenstruktur der Elemente der frag-

lichen Erdzonen gewisse Auskunft. Auf Grund der geochemischen Gruppierung verwandter Elemente lässt sich der Versuch machen, die Sonderung der verschiedenen Erdzonen, bzw. Geophasen auf Grund der Annahme einer Beziehung zwischen Elektronenstruktur und Ionisierungstendenz zu untersuchen.

In der Elektronenstruktur der sogen. *siderophilen Elemente* (Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) der für die tiefste Erdzone charakteristisch angesehenen Eisennickelphase fehlen aus der äusseren Rumpfelektronenschale etwa ebenso viele Elektronen, als sich in der äussersten Valenzelektronenschale in neutralem, nicht ionisiertem Zustande befinden. Es scheint daher einer atomphysikalischen Untersuchung wert zu berechnen, ob nicht bei diesen Elementen die Möglichkeit besteht, die äussersten Valenzelektronen durch Anwendung erhöhten Druckes in die unter ihnen folgende Rumpfelektronenschale gewissermassen »hineinzuschieben«. Hierdurch würden die siderophilen Elemente bei hohem Druck die Fähigkeit Elektronen zu übergeben, verlieren. Derart gewinnen diese Elemente im Innern der Planeten eine besondere Fähigkeit zur Bildung spezifischer »Metallphasen«. Diese Annahme wird durch theoretische atomphysikalische Überlegungen unterstützt (Siehe bei *Gombás*, 8, S. 337), nach denen unter hohem Druck die Unterschiede zwischen Valenz- und Rumpfelektronen immer mehr verschwinden.

Die chalkophilen Elemente der Troilitphase der Meteorite, bzw. der als nächste Zone vorausgesetzten Oxydsulfidschale der Erde (Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te) weisen bereits eine gewisse Tendenz zu Elektronenabgabe auf. Der gemeinsame Charakterzug dieser Elemente ist nämlich, dass sie oberhalb der kompletten, mit 18 Elektronen besetzten Rumpfelektronenschale bei neutralem Atomzustande ein oder zwei s-Elektronen und ein bis vier p-Elektronen enthalten. In die tiefer gelegene, komplette Rumpfelektronenschale lassen sich hier auf Grund obiger Überlegungen aus der Valenzelektronenschale stammende Elektronen nicht oder kaum mehr »einschieben«. Infolgedessen reissen hier die Valenzelektronen leichter ab. Die Tendenz zum Abreissen von Elektronen ist jedoch — verglichen mit der gleichen Tendenz bei den lithophilen Elementen — noch nicht besonders stark, nachdem die Differenz im Abstand und in der Qualität zwischen dem elektronenreichen äusseren Rumpf- und der Valenzelektronenschale noch verschwommen ist. Besonders gering ist diese Differenz beim Gold, bei dessen dichterem Elektronengefüge der Abstand zwischen den zwei äussersten Schalen so gering ist, dass ihre Elektronenniveaus fast miteinander verschmelzen können; daher ist auch das Gold eher siderophil.

Bei verkleinertem Druck dehnen sich die chalkophilen Atome aus und nähern sich der Grenzabmessung, daher trachten ihre Valenzelektronen sich mehr und mehr freizumachen. Zur Aufnahme der freigewordenen Elektronen erscheinen die zur Anionenbildung geeigneten, in ihrer äusseren Schale keine vollen 8 Elektronen enthaltenden und daher in dieser Schale für weitere Elektro-

nen noch »Platz« bietenden Elemente befähigt. Von diesen Elementen können in den tieferen Zonen hauptsächlich nur die relativ höchsten Atomgewichte aufweisenden, daher dort auch gravitationell am ehesten möglichen Mitglieder der Schwefelgruppe vorhanden sein. Die Affinität der chalkophilen Elemente, zu denen der Schwefelgruppe (d. h. ihre Sulfophilie) wird überdies durch die verwandte Atomstruktur, vor allem durch die grössere Anzahl von Elektronenschalen gewährleistet.

Man darf also annehmen, dass die chalkophilen Elemente in den Sulfidphasen des Innern der Planeten sich nicht in neutralem Metallzustande befinden, sondern den Übergang zur Ionenbindung repräsentierende halbmetallische Verbindungen bilden. Da das Atomgewicht des Schwefels kleiner als das der übrigen chalkophilen Elemente und daher seine Konzentration dort voraussetzlich noch geringer ist, so ist es in den tieferen Zonen hauptsächlich nur das Vorkommen von nicht viel Anionen beanspruchenden chalkophilen Atomen von niedriger Valenz wahrscheinlich. Tatsächlich ist ein Grossteil der chalkophilen Ionen nur 1 bis 2-wertig.

Dass das durch die chalkophilen Elemente hervorgebrachte (im weiteren Sinne zu verstehende) »Redoxpotential«, d. h. die Ionisationsstufe in der Oxydsulfidschale niedrig ist, geht auch aus dem Umstande hervor, dass hier die Anzahl der Anionen verhältnismässig gering ist. Von den häufigsten Eisenverbindungen sind es nicht die an der Erdoberfläche so häufig anzutreffenden Disulfide, sondern das Monosulfid (Troilith), das in den Hauptrepräsentanten dieser Zone, den pallasitischen Meteoriten gefunden wird.

Die *Silikatrinde* besteht im wesentlichen aus *lithophilen Elementen* (Si, Al, (O), Mg, Ca, Na, K), welche dadurch gekennzeichnet sind, dass unterhalb ihrer Valenzelektronen sich keine 18-er Rumpfelektronenschale befindet, sondern lediglich Elektronen—Oktette. Infolge der Stabilität dieser Schale entstehen aus den neutralen lithophilen Atomen mit Leichtigkeit Ionen mit Oktettschale.

Die im Vergleich zu den Chalkophilen erhöhte Bereitschaft der lithophilen Elemente zur Abgabe von Elektronen geht auch aus ihren kleineren Ionisierungsenergien hervor. Die Ionisierungsenergie des ersten Elektrons der lithophilen Hauptkationen beträgt 4—8 Volt, wogegen die Ionisierungsenergie der charakteristischsten Chalkophilen (Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, As, S, Se) 8—10 Volt ausmacht. Die Ionisierungsenergien der in bezug auf Elektronenstruktur den Chalkophilen verwandten, im übrigen aber eher oxyphilen und daher sich lithophil verhaltenden Elemente — Ga, In, Tl, Ge, Sn — betragen 5 bis 8 Volt, liegen also zwischen den Durchschnittswerten der chalkophilen und der typisch lithophilen Elemente. Zum Vergleich sei erwähnt, dass die Ionisierungsenergie — es ist stets von der Spannung die Rede, die zum Abreissen des ersten Elektrons nötig ist — bei den siderophilen Elementen 8—9 Volt beträgt und am grössten bei den atmophilen Elementen ist, nämlich 12—22 Volt.

Die von den lithophilen Kationen abgegebenen Elektronen können in der Erdkruste von dem schon wegen seiner niedrigeren Ordnungszahl und niedrigeren Atomgewichts häufigen Sauerstoff aufgenommen werden. Die Oxyphilie der lithophilen Elemente wird ausserdem auch durch die verwandte Atomstruktur erhöht.

Der Umstand, dass die Sauerstoffanionen kleinere Abmessungen haben, als die Anionen der Schwefelgruppe, ermöglicht ferner, dass innerhalb einer Verbindung die relative Menge der Sauerstoffanionen zunimmt. Dies wird durch die Bildung komplexer Anionen (SiO_4 , PO_4 , SO_4 -Tetraeder) erreicht. Eine weitere Erhöhung der Ionisationsstufe, bzw. des Redoxpotentials, im oberen, saurer zusammengesetzten sialischen Teil der Silikatzone der Erdkruste wird durch die Fähigkeit der SiO_4 -Tetraeder bewirkt, sich unmittelbar aneinanderzuschliessen. (Diese Besonderheit ist der Neigung des zur gleichen Gruppe des periodischen Systems gehörigen Kohlenstoffs verwandt, seine Atome unmittelbar aneinanderzuschliessen.) Durch die Erhöhung der relativen Menge der SiO_4 -Tetraeder wächst die Anzahl der Atome von hoher Ionisationsstufe und hoher Wertigkeit, bzw. der gewechselten Elektronen. Mit einer solchen Erhöhung des Oxydationsgrades geht eine Minderung der Dichte des Gesteins einher, so dass der nach oben zunehmende Oxydationsgrad als unmittelbare Folge der Scheidung nach der Schwere angesehen werden kann.

Die Ionisationsstufe lässt sich auch thermodynamisch ableiten. *Barth* hat auf diese Weise nachgewiesen [9], dass die Oxydationsstufe durch die der Tiefenlage in der Erdkruste entsprechenden *pt*-Verhältnisse derart determiniert wird, dass der Sauerstoffgehalt der Erdoberfläche zu ansteigen muss. Wenn also infolge tektonischer Vorgänge ein Gestein von der Erdoberfläche in die Tiefe gerät, dessen Sauerstoffgehalt gemäss den neuen *pt*-Verhältnissen zu hoch erscheint, so muss der Sauerstoffüberschuss sich aus dem Gestein (nach oben zu) entfernen. Mit dem Abnehmen des Sauerstoffgehaltes sinkt dann das Redoxpotential, bzw. die Ionisationsstufe. Somit besteht die progressive *Gesteinmetamorphose* atomstrukturell im wesentlichen aus einer sukzessiven Wiederaufnahme der Elektronen durch die Kationen. Die Elektronenaufnahme ist aber mit dem Freiwerden einer entsprechenden Anzahl von Sauerstoffanionen, bzw. der aus denselben entstehenden Wasser, Sauerstoffgas, Kohlensäure usw. verbunden.

3. Die Regel der Häufigkeit der Wertigkeiten Geochemische Systematik der Elemente

Auf Grund der im ersten Kapitel berichteten Untersuchungen lassen sich auch für die Häufigkeit der Wertigkeiten in der Natur Regelmässigkeiten nachweisen.

Tabelle 2 und 3 gruppieren die Häufigkeiten der Wertigkeiten nach dem periodischen System. Es ist aus denselben ersichtlich, dass die Häufigkeit der Wertigkeiten der einzelnen Elementgruppen (Kolonnen des periodischen Systems) sich mit der Erhöhung der Ordnungszahl regelmässig ändert. Und zwar:

1. Im Falle der chalkophilen Elemente figurieren innerhalb einer Gruppe die Mitglieder von kleinerem Atomgewicht in der Natur in steigenden Wertigkeiten (Tabelle 2).

Tabelle 2

Häufigkeit der Wertigkeiten in der Natur, bei chalkophilen Elementen
(Die weniger häufigen Wertigkeiten sind eingeklammert)

—	—	—	Si	4	P	(—3,) 0,3,5	S	—2,0 6
Cu 0,1,2	Zn 2	Ga 3	Ge	2,4	As	—3, 0,3,5	Se	—2,0, (4,6)
Ag 0,1	Cd 2	In 3	Sn	(0,2)4	Sb	(—3), 0,3	Te	—2,0, (4,6)
Au 0	Hg 1,2	Tl 1	Pb	(0,2)4	Bi	(—3), 0,3	Po	?

Demnach werden die chalkophilen Elemente von kleinerer Ordnungszahl leichter ionisiert und eignen sich leichter einer höheren Valenz an, als die Elemente von grösserer Ordnungszahl. Hierdurch nähert sich der metallische, siderophile Charakter der Elemente von grosser Ordnungszahl durch typisch chalkophilen Charakter halbm metallischer Bindung der mittleren Ordnungszahlen immer mehr dem durch Ionenbindung gekennzeichneten lithophilen Charakter der kleineren Ordnungszahlen.

(Im allgemeinen bemerkt man im chalkophilen Gebiet von links nach rechts einen allmählichen Übergang vom siderophilen durch den chalkophilen zum sedimentophilen Charakter, wie Abb. 1, Seite 260 zeigt).

Als Teil dieser Häufigkeitsregel kann die von *Rankama* und *Sahama* nachgewiesene Beziehung aufgefasst werden, wonach beim Fortschreiten nach rechts der sulfophile Charakter der Elemente der ersten vier Kolonnen (Tab. 2) sich abschwächt d. h. ihre Oxyphilie zunimmt, andererseits beim Fortschreiten in den Kolonnen nach unten zu die Sulfophilie meistens zunimmt.

2. Umgekehrt verhalten sich die pegmatophilen Elemente (Tabelle 3). Hier erscheinen die niedrigen Valenzen in erster Linie bei den Elementen niedriger Ordnungszahl, wogegen bei den Elementen mit grösserem Atomgewicht der Durchschnittswert der Valenzen zunimmt. Es wachsen also in der Natur die Valenzen der pegmatophilen Elementgruppen mit der Erhöhung der Ordnungszahlen (Atomgewichte).

Diese Regeln setzen auch die Frage der geochemischen Gruppierung der Elemente in ein neues Licht.

Wie bekannt, unterschied *Goldschmidt* siderophile, chalkophile und atmophile Elemente, je nach dem, in welcher Phase der Meteorite, bzw. der metallurgischen Produkte sich das betr. Element am meisten anhäuft. Auch

Tabelle 3

Häufigkeit der Wertigkeiten in der Natur, bei den pegmatophilen Elementen
(Die weniger häufigen Valenzen sind eingeklammert)

Sc	3	Ti	3,4	V	(2),3,4,5	Cr	3, 6	Mn	2, 3, 4
Y	3	Zr	4	Nb	5	Mo	4, 5, 6	Tc	?
Lanthaniden	3, 4	Hf	4	Ta	5	W	6	Re	4
Aktiniden	4, 6	—	—	—	—	—	—	—	—

hat *Goldschmidt* schon darauf verwiesen, dass die Chalkophilie meist gleichbedeutend mit grosser Affinität zu Schwefel (Sulfophilie) ist und dass Lithophilie zugleich Oxyphilie bedeutet.

Diese Einteilung ist aber nicht immer eindeutig. Daher haben *Rankama* und *Sahama* die Elemente neuerdings in zwei Gruppen eingeteilt, in sulfophile und oxyphile und zwar je nach dem, ob die Menge der betr. Elemente in den oxydisch(halogenisch)-silikatischen Mineralien oder aber in den sulfidisch-(selenidisch-, telluridisch-, arsenidischen) Mineralien grösser ist. (Hierbei wurde einigermassen auf die ältere Zweiteilung von *Washington* und *Niggli* zurückgegriffen, die metallogene und petrogene, bzw. endo- und exogeosphäre Gruppen unterscheiden).

Die Systematisierung der Elemente wird besonders unsicher, falls ein Element in verschiedenen Geophasen gleiche Häufigkeit aufweist (wie z. B. der Phosphor) oder falls das Element besonders veränderliche Valenzen besitzt. So wurde früher das Mangan wegen seines Verhaltens bei der Verhüttung für chalkophil angesehen, während es neuerdings auf Grund seiner grösseren Anreicherung in den Silikatmeteoriten für lithophil, ja sogar für stark lithophil gilt. Das Vanadium hat *Berg* für chalkophil betrachtet, *Leutwein* [10] zeigte seinen Platz in der Mitte zwischen der siderophilen und lithophilen Gruppe, während es nach *Rankama* und *Sahama* [11] eher lithophil ist. Das Molybdän wird von einigen als siderophil, von anderen als chalkophil, ja sogar als lithophil angesehen.

Solche Mehrdeutigkeiten folgen zwingend daraus, dass mit der Valenzänderung sich auch die Eigenschaften und Verwandtschaftsverhältnisse der Elemente wandeln. Im Falle der Elemente mit variabler Wertigkeit lässt sich der geochemische Charakter notwendigerweise so lange nicht eindeutig angeben, bis man die Bestimmung auf die Elemente selbst und nicht auf bestimmte Ionen derselben bezieht.

Der siderophile-chalkophile-lithophile Charakter ist also eine Eigenschaft der Ionenarten, nicht der Elemente. Anders ausgedrückt: der geochemische Charakter, bzw. die Frage, in welcher Geophase sich das betr. Element anhäuft, wird durch die Elektronenstruktur entschieden. (Wogegen die absolute Häufigkeit der Elemente bekanntermassen von der Kernstruktur abhängt.)

Mit der Erhöhung der Wertigkeit ändert sich nämlich der geochemische Gruppencharakter — fast ausnahmslos — in der Reihenfolge: siderophil — chalkophil — lithophil, wie das auch die nachfolgende, auf Grund der in Kapitel 1 mitgeteilten Untersuchungen angefertigte Zusammenstellung zeigt, wo:

1 = siderophil, 2 = chalkophil, 3 = lithophil und a = sulfophil, b = oxyphil.

Fe° 1, Fe^{2+} 2—3 a—b, Fe^{3+} 3 b
 Ni° 1, Ni^{2+} 2—3
 Co° 1, Co^{2+} 2—3, Co^{3+} 3
 Pt° 1, Pt^{4+} 2
 Cu° 1, Cu^{1+} 2, Cu^{2+} (2) 3,
 Ag° 1, Ag^{1+} 2,
 Zn° 1(?), Zn^{2+} 2—3 b
 Cd° ?, Cd^{2+} 2—3
 Hg° 1—2, Hg^{2+} 2 a
 Al^{3+} 3 b
 Ga^{3+} 2—3 b, In^{3+} 2—3 b, Tl^{1+} 2—3 b
 C^{4-} 1, C° 1—3, C^{4+} 3 b
 Si° (?) 1, Si^{4+} 3 b
 Ge° 1, Ge^{2+} 2 a, Ge^{4+} 3 b
 Sn° 1?, Sn^{2+} 2 a, Sn^{4+} 2—3 b
 Pb° 1?, Pb^{2+} 2—3 b, Pb^{4+} 3 b
 N^{3-} — N° : 1, N^{5+} 3 b
 P^{3-} 1—2, P° 1—2—3 (?), P^{5+} 3 b
 As^{3-} 1—2, As° 1—2 a, As^{3+} 2 a—b, As^{5+} 3 b
 Sb^{3-} 1?, 2, Sb° 1(?)—2, Sb^{3+} 2—3, Sb^{5+} 3 b
 Bi^{3-} ?, Bi° 2—3, Bi^{3+} 2—3
 S^{2-} 2, S° 2—3, S^{6+} 3 b
 Se^{2-} 2, Se° 2—3, Se^{6+} 3
 Li^{1+} , Na^{1+} , K^{1+} , Rb^{1+} , Cs^{1+} : 3 b
 Be^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} : 3 b
 Sc^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{2+} , Ce^{3+} : 3 b
 Ti^{3+} 3 b, Ti^{4+} 3 b
 Zr^{4+} 3 b
 V° 1?, V^{2+} 2, V^{3+} 3, V^{4+} 3, V^{5+} 3
 Nb^{5+} , Ta^{5+} : 3
 Cr^{3+} 2—3, Cr^{6+} 3
 Mo° 1, Mo^{4+} 2, Mo^{5+} 3, Mo^{6+} 3,
 W° 1(?), W^{6+} 3,
 Mn° 1(?), Mn^{2+} 2—3, Mn^{3+} 2—3 b, Mn^{4+} 3 b

Aus der obigen Tabelle ist aber auch ersichtlich, dass der geochemische Charakter der Elemente, bzw. Ionen auch nicht durch die Wertigkeit allein bestimmt

wird. Hierfür bietet ein wohlbekanntes Beispiel das Zn^{2+} , das in bezug auf die Häufigkeit seiner getarnten Vorkommen eher oxy-lithophil, als selbständiges Mineral aber eher chalko-sulfophil ist. Im oxyphilen und lithophilen Zustande besitzt es meist die Koordination 6 und zeigt heteropolare, reine Ionengitterbindung; es tritt neben Fe^{2+} , Mn^{2+} und Mg^{2+} von 6-er Koordination im Augit, Amphibol, Biotit, Magnetit und Ilmenit getarnt auf. Den gleichen Charakter zeigt Zn^{2+} auch im Smithsonit. Demgegenüber zeigt es sich in sulfophiler Weise und in chalkophiler Umgebung meist in vierer Koordination als selbständiges Mineral (Sphalerit, Wurtzit, Zinkit, Willemit, Hemimorphit), wobei seine sulfophilen Mineralien (Sphalerit, Wurtzit) sogar fast homopolare Übergänge zwischen Atom- und Ionengitter aufweisende Bindungen zeigen. Koordination und Bindungstyp scheinen sich hier zu widersprechen: die kleinere (4-er) Koordinationszahl des Sphalerits und Wurtzits weist auf geringen Ionen-Raumbedarf hin, wogegen der seinem Bindungstyp entsprechende, sich dem homopolaren nähernde, fast neutrale Atomzustand einen relativ grösseren Ionenradius bedeutet.

Der Umstand, dass die verschiedenen Ionen eines Elements verschiedenen geochemischen Charakter aufweisen, bedeutet keineswegs, dass dem Element selbst keinerlei bestimmter geochemischer Charakter zukäme. Im Gegenteil: die richtige geochemische Beurteilung des Elements wird durch den besagten Umstand ermöglicht: jedem Element ist derselbe geochemische Charakter zuzuschreiben, wie seinem häufigsten, stabilsten Ion.

Zwecks genauerer Bestimmung des geochemischen Charakters der Elemente sind daher vor allem die prozentualen Häufigkeiten in den verschiedenen Geophasen systematisch miteinander zu vergleichen. Ausserdem ist stets in Betracht zu ziehen, wann ein Element getarnt und wann als selbständiges Mineral vorkommt, weil dies ein Kennzeichen seiner ursprünglichen Konzentration in den verschiedenen Geophasen darstellt. In Betracht zu ziehen ist schliesslich auch die Elektronenstruktur, von der der geochemische Charakter und somit auch die Konzentrationsänderungen letzten Endes abhängen.

Bezüglich der Konzentrationen wurden seit *Goldschmidt* zahlreiche — einander noch vielfach widersprechend erscheinende — Daten gesammelt.

Die die Elemente betreffenden Konzentrationsangaben umfassen zahlreiche Grössenordnungen, daher ist es zweckmässig graphische Vergleichungsverfahren anzuwenden. Die graphische Auswertung (Abb. 1—7.) ermöglicht auch die Interpolierung fehlender, bzw. schwierig zu bestimmender Werte. Aus den Kurven lassen sich auch die hauptsächlichsten Lücken in unserer Kenntnis der Elementkonzentrationen erkennen.

Zur Konstruktion der Diagramme haben wir ausser den Zusammenstellungen von *Goldschmidt* und *Rankama-Sahama*, für die häufigeren Elemente die aus den erwähnten Daten von *Daly*, *Johannsen* und *Fersman* berechneten Mittelwert (Tabelle im Anhang) verwendet. Die Konzentrationen sind im

Diagramm an dem rechtsseitigen Maßstab abzulesen. Bei den Humolith — Gytjtja — Saprolithsedimenten figurieren im Diagramm die auf die Asche bezüglichen Quantitäten, ausgenommen die Elemente C, O und N, wo sich die angegebenen Konzentrationen auf das ganze Gestein beziehen.

Die durch die Kurven ausgedrückten Werte bedeuten natürlich zumeist lediglich Bestimmungen von Grössenordnungen, einerseits weil sie oft die Mittelwerte von wenigen Angaben darstellen, andererseits weil je eine »Geophase« mannigfach geartete, heterogene Bildungen umfasst. Je niedriger die Temperatur einer bestimmten Geophase, bzw. einen je höheren Platz die betreffende Geophase in der Erdkruste einnimmt, umso grösser ist die Mannigfaltigkeit innerhalb der Phase. Die kata-meso-epihydrothermalen Phasen z. B. bedeuten je einzeln eine ganze Reihe verschiedener Typen. Sogar innerhalb einer einzigen flüssig-magmatischen Phase ist — je nach den verschiedenen Gebieten — eine überwältigende Mannigfaltigkeit der geochemischen Beschaffenheit möglich. Dies wird die Absonderung von geochemischen Provinzen notwendig machen, wobei ausser dem Einfluss der möglicherweise variablen Elementmengen der benachbarten Gebiete, bzw. Gesteinsmassen, offenbar auch die Tiefe der Abtragungen eine Rolle spielt. Mit der fortschreitenden Entwicklung unserer Kenntnisse wird somit voraussichtlich die Zahl der abzusondernden Geophasen steigen.

Auf Grund der für die einzelnen Elemente konstruierten Verteilungskurven der Konzentrationsveränderungen je nach Geophase, (Abb.-en 1—7) lassen sich 7 Hauptarten von Kurventypen unterscheiden. Diese lassen sich (Abb. 8.) bei teilweiser Verwendung der alten *Goldschmidtschen* Benennungen, teilweise mit neuen Namen, wie folgt aufzählen: 1. siderophile; 2. sulfochalkophile; 3. oxychalkophile; 4. in engerem Sinne lithophile; 5. pegmatophile; 6. sedimentophile; 7. atmophile Kurventype. Die *Goldschmidtsche* lithophile Gruppe zerfällt hier demnach auf drei Gruppen (lithophil, pegmatophil und sedimentophil), die chalkophile Gruppe aber auf zwei Gruppen (sulfo- und oxychalkophil).

Auf Grund der neuen Wertigkeitsregeln muss angenommen werden, dass sich die Häufigkeitsverhältnisse bzw. geochemischen Charaktere der Elemente letzten Endes hauptsächlich auf Gründe elektronenstruktureller Art zurückführen lassen. Dies drückt sich darin aus, dass geochemisch miteinander verwandte Elemente in dem (lang)periodischen System (besonders in dessen Ionen-, bzw. atomdimensionierter Form, siehe vorigen Artikel) sich in zusammenhängenden Bereichen gruppieren. Da die Fähigkeit der Elemente, sich ineinander zu lösen, bzw. Legierungen oder Ionen-, u. a. Bindungen miteinander zu bilden, auf elektronstruktureller Verwandtschaft beruht, bilden die miteinander elektronstrukturell verwandten lithophilen Elemente in der Erdkruste, die chalkophilen in der Sulfidphase, und die siderophilen in der Metallphase hauptsächlich nur miteinander Mineralien (Verbindungen, Legierungen, usw.). Die geochemische Systematik umfasst demnach nicht nur die Bestimmung des gemeinsamen Vorkommens der Elemente, sondern auch die der elektronstruktu-

rellen Verwandtschaft, der gegenseitigen Verbindungsfähigkeit, sogar oft die Angabe der einander ergänzenden Kation-Anion-Paare von gegenseitig hoher Affinität.

Die einzelnen geochemischen Gruppen lassen sich wie folgt charakterisieren :

I. *Siderophile Elemente* : Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au.

1. In der Sulfid-, besonders aber in der Metallphase kommen sie regelmässig in Konzentrationen vor, die um 4—5 Grössenordnungen höher sind, als ihre Konzentrationen in der durchschnittlichen terrestrischen Silikatphase. Beim Fortschreiten von der ultrabasischen Zusammensetzung zur sauren fällt die Konzentration steil ab. Tiefpunkt in der pegmato-pneumatolithischen Geophase. Kleinere Anreicherung in der hydrothermalen Phase. Im sedimentären Zyklus Anreicherung hauptsächlich in den Oxydaten und in den Kaustobiolithen. (Im übrigen befassen wir uns mit den Kurventypen des sedimentären Zyklus hier [Abb. 8] noch nicht.)

2. Elektron-strukturell sind die siderophilen Elemente dadurch gekennzeichnet, dass unterhalb ihrer Valenzelektronenschalen eine unkomplette 18-er Schale mit 1 bis 3 fehlenden Elektronen folgt. Somit sind in der Valenzschale etwa ebenso viele Elektronen vorhanden, als in der darauf folgenden tieferen Schale zur Komplettierung auf 18 fehlen. Daher kann angenommen werden, dass bei hohem Druck die Valenzelektronen der äussersten Schale sich in die nächste Schale einschieben (siehe S. 246) und so ein Zustand mit kleinem Volumen entsteht, der dem hohen Druck angepasst stabil und ebenfalls neutral ist.

Auf Grund seiner Häufigkeitsverteilungskurve zählt auch das Gold zu den siderophilen Elementen, obwohl seine unter dem Valenzelektron befindliche Schale komplette 18-er Struktur aufweist. Infolge der hohen Kernladung ist aber die Elektronen-Lagerung des Au so dichtgepackt, dass das einzige Valenzelektron den Elektronen der kompletten Schale sehr nahe steht und mit denselben, ähnlich wie bei den übrigen siderophilen Elementen, sozusagen verschmilzt. (siehe S. 246)

3. Die siderophilen Elemente haben meist variable Wertigkeiten, obwohl ihre vorherrschende Form der nichtionisierte, neutrale Atomzustand ist.

II. *Sulfochalkophilen Elemente* : Cu, Ag, Hg, As, Sb, S, Se, Te, P?, Zn?, Cd?) :

1. Sie zeigen höchste Konzentration in der Sulfid-(Troilit)Phase. In den Magmatiten nimmt ihre Konzentration mit steigender Azidität ab. Ein zweites Konzentrationsmaximum zeigt die hydrothermale Phase. Im allgemeinen sind die Konzentrationsdifferenzen kleiner, d. h. die Kurven weniger steil, als bei den siderophilen Elementen. (Abb. 8).

2. Die Ionisierungsenergie beträgt 8 bis 11 Volt.

3—4. Elektronstrukturelle und valenzmässige Verhältnisse s. bei den oxychalkophilen Elementen.

III. *Oxychalkophile Elemente* : Ge, Sn, Pb, Ga, In, Tl, evtl. Zn?, Cd?, P? :

1. Die höchste Konzentration erreichen auch diese in der Sulfid- oder Metallphase der Meteorite. Nach einem Minimum in den Silikat-Meteoriten, bzw. in den ultrabasischen Gesteinen, zeigt sich — im Gegensatz zu den sulfochalkophilen Elementen — ein langsames Ansteigen der Konzentration, mit einem Maximum bei den sauersten Magmatiten oder etwa in der Pegmatitphase. Evtl. zeigt sich in der hydrothermalen Phase das zweite klare Maximum. Im allgemeinen sind die Kurven noch flacher, als bei den sulfochalkophilen Elementen, d. h. die Konzentrationen schwanken in den verschiedenen Geophasen noch weniger, meist innerhalb von 1 bis 2 Größenordnungen. (Abb. 8).

2. Die Maxima der oxychalkophilen Elemente in der sauren Magmatit- oder Pegmatitphase kommen durch Tarnung in oxydischen Mineralien zustande. (Bei den sulfochalkophilen Elementen ist dagegen keine auffallende Tarnung in den Silikatmineralien wahrzunehmen). Das sekundäre, hydrothermale Maximum besteht aber meist aus sulfophilen Schwefelverbindungen.

3. Ionisierungsenergie 5—8 Volt.

4. Die sulfochalkophilen und oxychalkophilen Elemente sind im neutralen Zustande durch eine komplette 18-er Rumpfelektronenschale gekennzeichnet, über dem die Valenzelektronenschale sich mit *s*- und *p*-Elektronen aufzufüllen beginnt.

Im Falle der sulfochalkophilen Elemente erstreckt sich diese Auffüllung nur auf die *s*-Zelle (reine Kationenbildner) oder ist auch die *p*-Zelle schon fast aufgefüllt (teilweise Anionenbildner).

Bei den oxychalkophilen Elementen beginnt sich die *p*-Zelle aufzufüllen.

5. Die Wertigkeiten der sulfochalkophilen Elemente der reinen Kationenbildner variieren zwischen 0 und 2, wogegen die Wertigkeiten der teilweisen Anionenbildner zwischen den + und — Werten in weiten Grenzen schwanken.

Die Zweiteilung der Goldschmidtschen chalkophilen Elemente in sulpho- und oxyphile erschien infolge der von Rankama und Sahama erhaltenen Ergebnisse erforderlich (11, S. 96—102).

Zn und P scheinen Übergangscharakter zwischen den Untergruppen sulfochalkophil und oxychalkophil zu besitzen, während die Lage des Cd unsicher erscheint.

IV. *Litophile Elemente im engeren Sinne*: Li?, Na, K, Rb, Cs, Be?, Mg, Ca, Sr, Ba, Al, Si.

1. Im Verhältnis zu der Metall- und Sulfidphase steigt die Konzentration in der Silikatphase plötzlich um mehrere Größenordnungen an und wächst dann von der ultrabasischen Phase langsamer an. Das Maximum zeigt sich etwa in der sauren magmatischen, bzw. der pegmatitischen Phase, bei Mg und Ca etwas früher. (Abb. 8)

2. Die lithophilen Elemente im engeren Sinne sind in der Hauptkristallisation der normalen intrusiv-effusiven Magmatiten gemeinsam vorherrschend.

3. Ihre Ionenvalenzen in der Erdkruste ändern sich nicht.

4. Ihre Elektronenstruktur ist im neutralen Zustande durch ein bis zwei s-Elektronen und evtl. durch ein bis zwei p-Elektronen (Al, Si) gekennzeichnet, im ionisierten Zustande aber stets durch ein äusseres, vollständiges Elektronenoktett.

5. Ihre Ionisierungsenergie beträgt 4—8 Volt.

V. Unter den *pegmatophilen Elementen*: Sc, Y, La und die Lanthaniden, Th, U, Ti, Zr, (Hf?), V, Nb, Ta, Mo, W, Mn, lassen sich zwei Untergruppen unterscheiden: a) die Untergruppe der typisch pegmatophilen Elemente und b) die der pegmatophilen Elemente von Übergangscharakter nach den lithophilen Elementen hin. Zu den letzteren gehören das Ti, V, Zr und Mn, d. h. diejenigen Elemente, die auch im langperiodischen System (Abb. 1. Seite 260) im Grenzgebiet der beiden Gruppen liegen.

1. Die Konzentration der typisch pegmatophilen Elemente steigt in der Metall- und Sulfidphase weniger steil und besitzt meist ein Minimum in der Sulfidphase. Konzentrationsmaximum in der pegmatitisch-pneumatolithischen Phase. Das Maximum der Übergangselemente zeigt sich früher, doch ist dieser Abschnitt der Kurve auch in diesem Falle weit weniger steil, als bei den typischen Lithophilen im engeren Sinne. (Abb. 8).

2. In den Meteoriten und der Hauptkristallisation kommen sie vielfach nur getarnt vor. In Form selbständiger Mineralien erscheinen sie gemeinsam, bzw. in enger Folge in der pegmatitischen Phase, in überwiegend oxyphiler Weise. Eine Ausnahme bildet das Mo^{4+} (s. Punkt 5.) Während die selbständigen Mineralien der pegmatophilen Elemente hauptsächlich Oxyde sind, sind die der Lithophilen im engeren Sinne eher Silikate.

3. Die Wertigkeit der pegmatophilen Elemente ist im allgemeinen hoch (3—6), ändert sich aber innerhalb eines Elements nur wenig. (Die der Lithophilen im engeren Sinne ist zumeist niedrig und ist in der Erdkruste streng konstant.)

4. Unterhalb der Valenzelektronenschale befindet sich eine unkomplette Schale, die auch 1—5 d-Elektronen enthält.

5. Gemeinsame Eigenschaft der pegmatophilen und der lithophilen Elemente im engeren Sinne ist die Oxyphilie, was darauf zurückzuführen ist, dass bei der Ionisation eine komplette, schwer polarisierbare Oktettschale nachbleibt, wodurch sie mit dem zur Polarisation gleichfalls wenig befähigten Sauerstoff gern Verbindungen bilden. — Das Mo^4 ist ausnahmsweise sulfophil, weil es ein kleines, stark geladenes, stark polarisierendes Ion bildet, demnach von leicht polarisierbaren, sehr grossen Anionen (S^{2-}) angezogen wird, und seine Elektronenstruktur (2, 8, 18, 10) zusammen mit der des S^{2-} (2, 8, 8) eine aus 18 Elektronen bestehende, komplette, gemeinsame, äussere Elektronenausrüstung ergibt.

6. Die Ionisierungsenergie beträgt im allgemeinen 7—8 Volt.

VI. *Sedimentophile und atmophile Elemente* : B, C, N, F, Cl, Br?, J?, Edelgase und H. (Die sedimentophilen Elemente nannten wir anfänglich pneumatophil.)

1. Wegen der Dürftigkeit der auf die Halogene und Edelgase bezüglichen Angaben sind die Verteilungskurventypen dieser Elemente noch unsicher.

Für die sedimentophilen Elemente (B, C, (N), F, Cl, Br?, J?) ist es charakteristisch, dass die Konzentrationen in den verschiedenen Geophasen sich nicht in bedeutendem Masse voneinander unterscheiden: ihre Mengen sind in den Meteoritphasen nicht viel geringer, als in den Magmatiten. Bei der Bildung selbständiger Mineralien erreichen sie die höchste Konzentration im allgemeinen in irgendeinem Sedimentgestein, nachdem oft auch schon etwa in der pneumatolitischen Phase sich ein kleineres Maximum mit Bildung selbständiger Mineralien gezeigt hatte (Abb. 8).

Die Kurve der Atmophilen (Edelgase, N?, H?) liess sich noch nicht feststellen, doch scheint es wahrscheinlich, dass sich ihre Konzentrationswerte in der Erde nach aussen zu im grossen und ganzen anwachsen.

2. In einzelnen Fällen lässt sich nachweisen, dass die besonders starke Variabilität der Wertigkeiten (C : -4, 0, +4) ihr ziemlich gleichmässiges Erscheinen in den verschiedenen Geophasen erleichtert.

3. Die sedimento- und atmophilen Elemente haben meist sehr niedrige Ordnungszahlen, bzw. sehr niedriges Atomgewicht und dementsprechend relativ kleine Ionenradien (mit Ausnahme der Halogene).

4. Ihre Elektronenstruktur ist oft dadurch gekennzeichnet, dass sie auch im neutralen Zustand noch über kein einziges komplettes Elektronenoktett verfügen.

5. Besonders charakteristisch ist ihre ausserordentliche Mobilität und Flüchtigkeit. Daher kristallisieren sie sich nicht nur spät, aus dem Restmagma, sondern häufen sich auch noch in den letzten vulkanischen Dämpfen an und gehören zu den charakteristischen Bestandteilen der juvenilen Mineralwässer (H, CO₂, B, N, Halogene, Edelgase).

6. Während aber die sedimentophilen Elemente chemisch ausserordentlich aktiv sind (sie stellen die sogen. »agents minéralisateurs« dar), sind die allertypischsten atmophilen Elemente im höchsten Grade inert (Edelgase und N).

7. Die Ionisierungsenergie beträgt bei den sedimentophilen Elementen zumeist 5—8 Volt, bei den atmophilen 12—22 Volt.

8. Für ihre Elektronenstruktur ist der der niedrigen Ordnungszahl entsprechende kleine Elektronenvorrat und besonders bei den Atmophilen das kleine Volumen charakteristisch. Hieraus ergibt sich die Möglichkeit der engen Aneinanderlagerung; die restliche Kernanziehung bringt von der Waalssche Bindungen zustande. Die Edelgase kennzeichnet die komplette äussere Schale, sowie gleichfalls die Möglichkeit von der Waalsscher Bindungen, die bekanntlich

von der über die äussere Elektronenschale hinaus noch wirksamen restlichen Kernattraktion bewirkt werden (Bildung von Gasmolekeln).

Die Einordnung der kurzlebigen radioaktiven Elemente (Tc, Pm, At, Fa, Po, Ac, Pa) ist infolge ihres seltenen oder fehlenden Naturvorkommens zweifelhaft. Das Ra kann auf Grund seiner Verteilungshäufigkeit als lithophil oder pegmatophil angesehen werden.

ZUSAMMENFASSUNG

1. Der Ionisationsgrad der Elemente steigt mit dem Fallen der Kristallisationstemperatur, bzw. des Kristallisationsdruckes an (Abb. 1—7). — Dieser Satz ist ziemlich allgemeingültig für die ganze Erde. Er liefert für die Praxis Anhaltspunkte bezüglich der Frage, in welcher Wertigkeitsform, in Gestalt welcher Mineralien das fragliche Element in den verschiedenen Bildungen erwartet werden kann.

2. Das Wachsen des Ionisationsgrades ergibt sich hauptsächlich aus der Ionisierungstendenz, die eine Folge der Elektronenstruktur der einzelnen Elemente ist. Die Ionisierungstendenz der Kationen ist gegenseitig mitbestimmend für den Schwefel-, bzw. Sauerstoffgehalt d. h. für die Art und Menge der Anionen der Geophasen.

Es ist anzunehmen, dass die Atome eine von der Ladung des Atomkerns abhängige Grenzabmessung, eine maximale Wirkungssphäre besitzen: wird diese Grenzabmessung vom Atom bei seiner Ausdehnung durch Druckabnahme angenähert, so gewinnen die Valenzelektronen steigende Tendenz zum Abreissen. Umgekehrt verdichten sich die Elektronen bei steigendem Druck der progressiven Gesteinmetamorphose, wodurch mehr Elektronen innerhalb des gegebenen Atomvolumens Platz finden, die wiederum die Verkleinerung der Wertigkeit bzw. der Ionisation fördert. Dementsprechend werden die besonders leicht komprimierbaren anionenbildenden Elemente und der Wasserstoff aus den tieferen Zonen der Erde nach oben zu herausgepresst.

3. In den chalkophilen Elementengruppen des periodischen Systems nehmen die häufigsten Wertigkeiten der natürlichen mineralischen Vorkommnisse der Elemente mit abnehmenden Ordnungszahlen zu; in den pegmatophilen Elementengruppen nehmen sie umgekehrt ab.

4. Auf Grund ihrer in den verschiedenen Geophasen (Gesteinarten) festgestellten Mengen (Konzentrationen) und Elektronenstruktur lassen sich die Elemente — in Weiterentwicklung der Klassifikationen von Goldschmidt, Rankama und Sahama — geochemisch wie folgt gruppieren:

- a) siderophile,
- b) sulfochalkophile,
- c) oxychalkophile,
- d) im engeren Sinne lithophile,
- e) pegmatophile,
- f) sedimentophile (pneumatophile),
- g) atmophile Elemente.

Die Charakteristik der einzelnen Gruppen enthält Kapitel 3 und Abb. 8.

LITERATUR

1. Fersman, A. J.: Bull. Soc. Geol. Belg. (1947) 48. B. 108.
2. Fersman, A. J.: C. R. Acad. sci. de l' URSS, 2. (1935). 263—269.
3. Fersman, A. J.: C. R. Acad. sci. de l' URSS, 2. (1935). 559—566.
4. Wickmann: Geol. För. Stockholm-Förhandl. 65, (1943), 371—396.
5. Stillwell: Crystall Chemistry, McGraw-Hill B. C. (1938).
6. Daniel, O.: Zt. f. Kryst. 80, (1932), 1952.
7. Goldschmidt: Geol. För. Stockholm-Förhandl. 65, (1943). 84.
8. Gömbös, T.: Statistische Theorie der Atome, Wien, 1949.
9. Barth, T. F. W.: Journ. of Geology, 56, (1948). 41.
10. Leutwein, F.: Geochemie u. Vorkommen d. Vanadiums. XVIII. Ber. d. Freiburger Geol. Ges. 1941.

11. Rankama—Sahama : Geochemistry, 1950.
12. Daly, R. A. : Igneous rocks and the Depth of the Earth, 1933.
13. Johannsen : Descriptive Petrography of the igneous rocks, 1931—38.
14. Fersman, A. J. : Geochemische Migration der Elemente, 1929.
15. Scserbina : Doklady Acad. Sci. URSS. XII. (1939). 503.

О ДВУХ НОВЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ГЕОХИМИИ

Э. Садецки—Кардош

Резюме

Среди факторов, определяющих минералогическую последовательность кристаллизации магмы и распространенность элементов в различных глубинах поясах Земли, мы считаем наиважнейшим положение Ферсмана. Это положение выводит последовательность кристаллизации магмы, как известно, из валентности ионов, составляющих минеральное соединение и субординировано выводит из радиуса иона. Положение относится к минералам (соединениям), но не к последовательности кристаллизации различных ионных форм отдельных элементов. Если бы желали применить положение Ферсмана к отдельным элементам, то на основании формулы могли бы ожидать, чтобы кристаллизация в случае того же элемента проходила последовательно с растущими радиусами ионов. Однако, исследование геохимического кругообращения элементов показывает как раз противоположное явление. В случае однако и того же элемента кристаллизация проходит в последовательности возрастающей ионизации, следовательно, в последовательности уменьшающихся ионных радиусов.

Новое положение может быть отнесено к окислительно-восстановительному потенциалу, растущему по мере приближения к поверхности Земли. Предположение граничных условий, вытекающих из степени сжатия атомов, делает возможным новую трактовку роста окислительно-восстановительного потенциала. Из этого вместе с тем следует рост степени миграции важнейших геохимических элементов и рост степени их окисления магмы, вследствие падения давления, катионы все более расширяются и в близости к граничному размеру их внешние электроны отщепляются. Отщепляющиеся электроны поглощаются подходящими для этой цели анионами : на большой глубине в основном сера и ее группа, ближе к поверхности Земли кислород. Обратный процесс происходит при метаморфозе пород. Следовательно, отдельные виды ионов имеют наиболее благоприятные условия давлений и температур для их кристаллизации. В связи с новым положением дальнейшее развитие геохимической системы элементов также возможно.

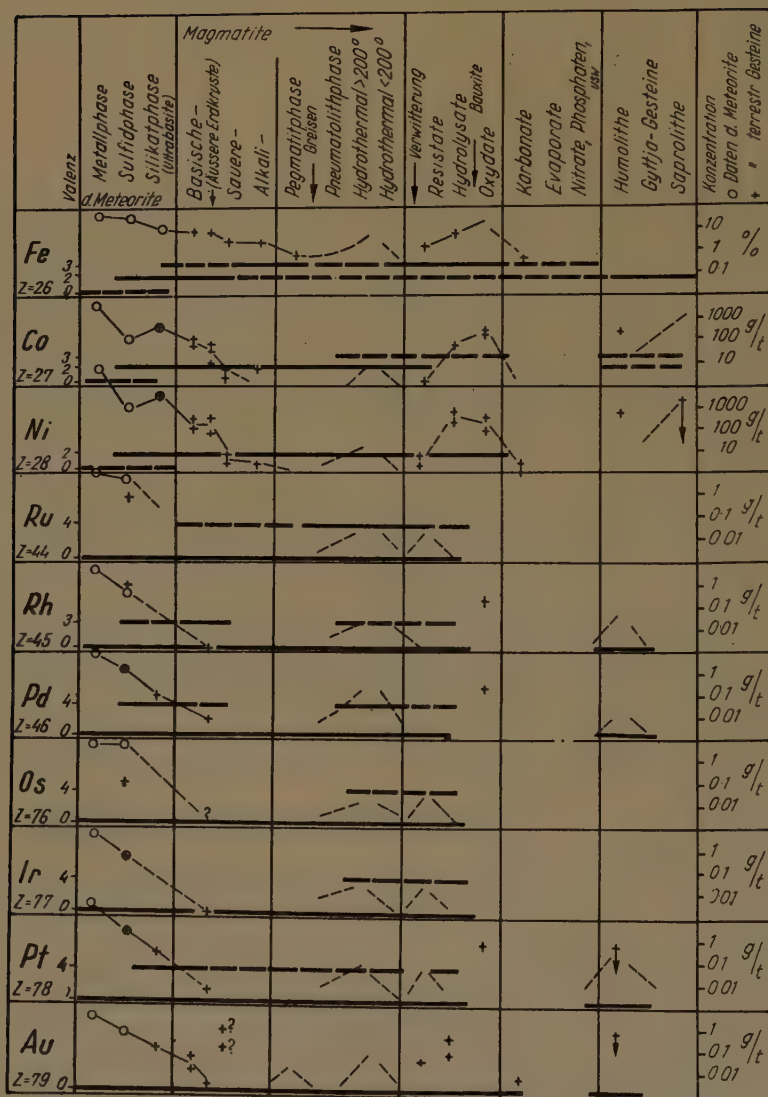


Abb. 1 Siderophile Elemente

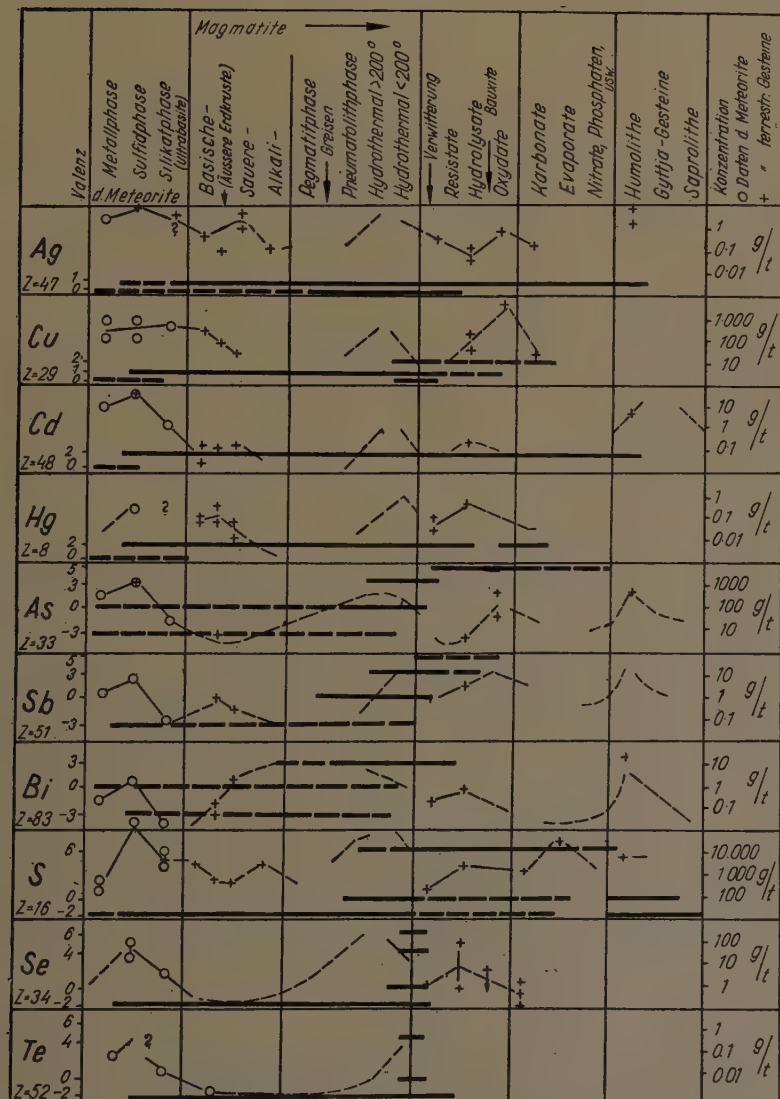


Abb. 2 Sulfochalkophile Elemente

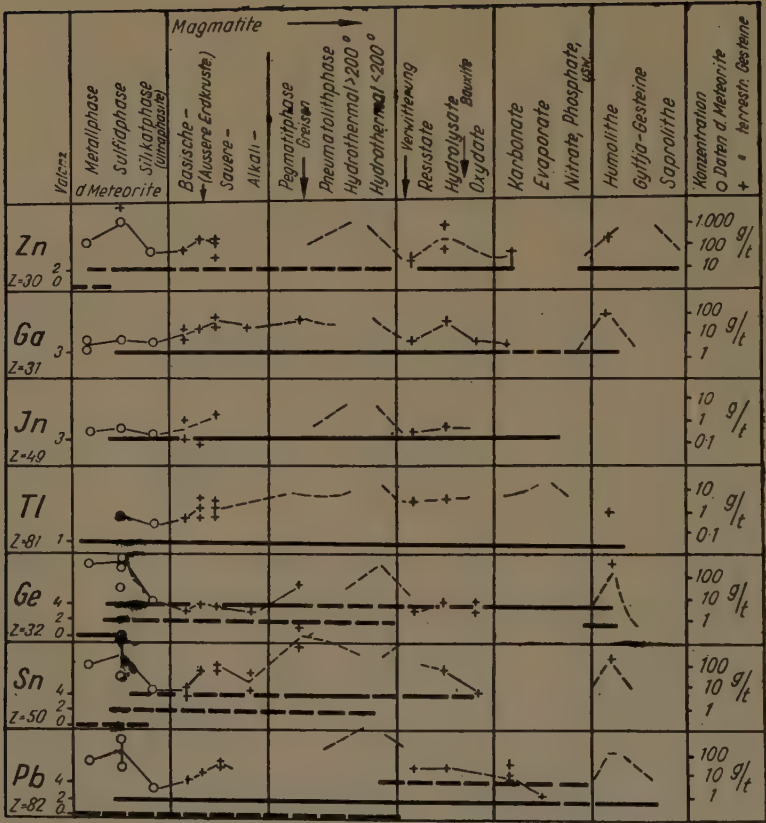


Abb. 3 Oxychalkophile Elemente

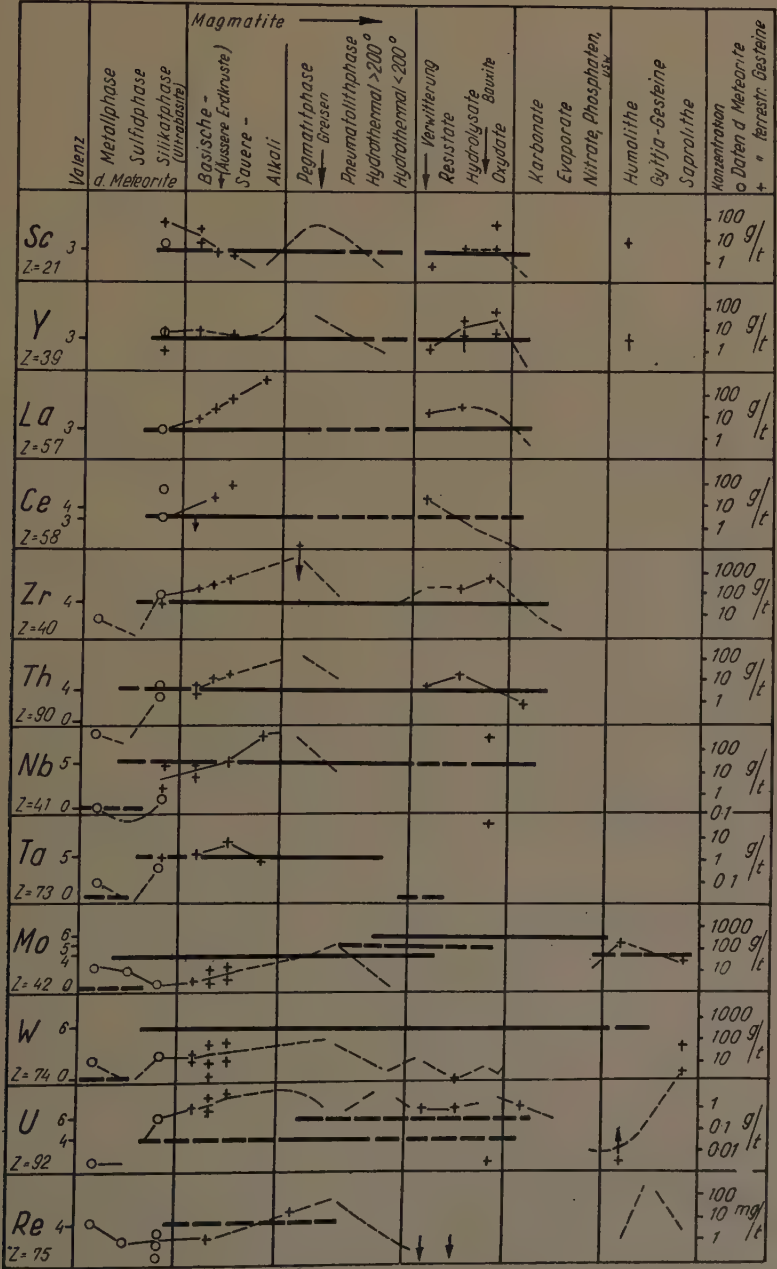


Abb. 4 Pegmatophile Elemente

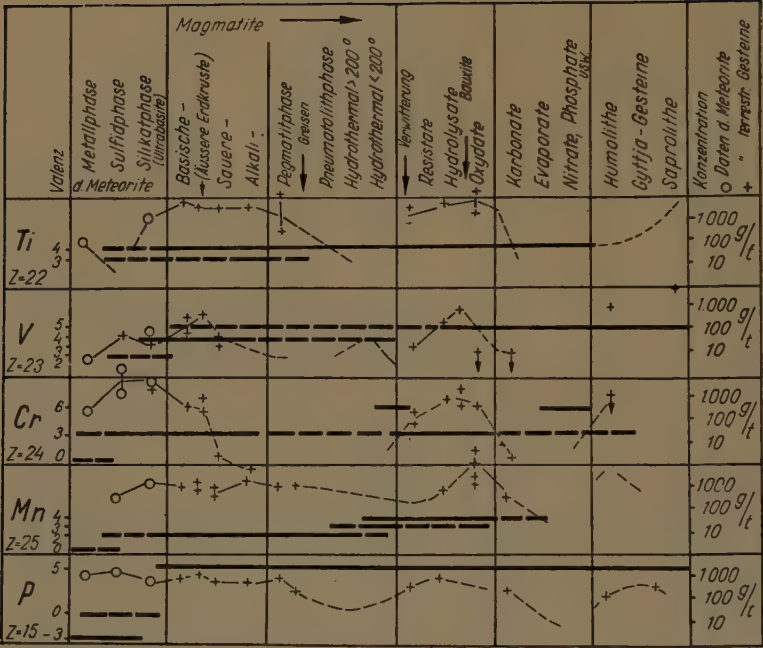


Abb. 5 Pegmato-litophile Übergangselemente

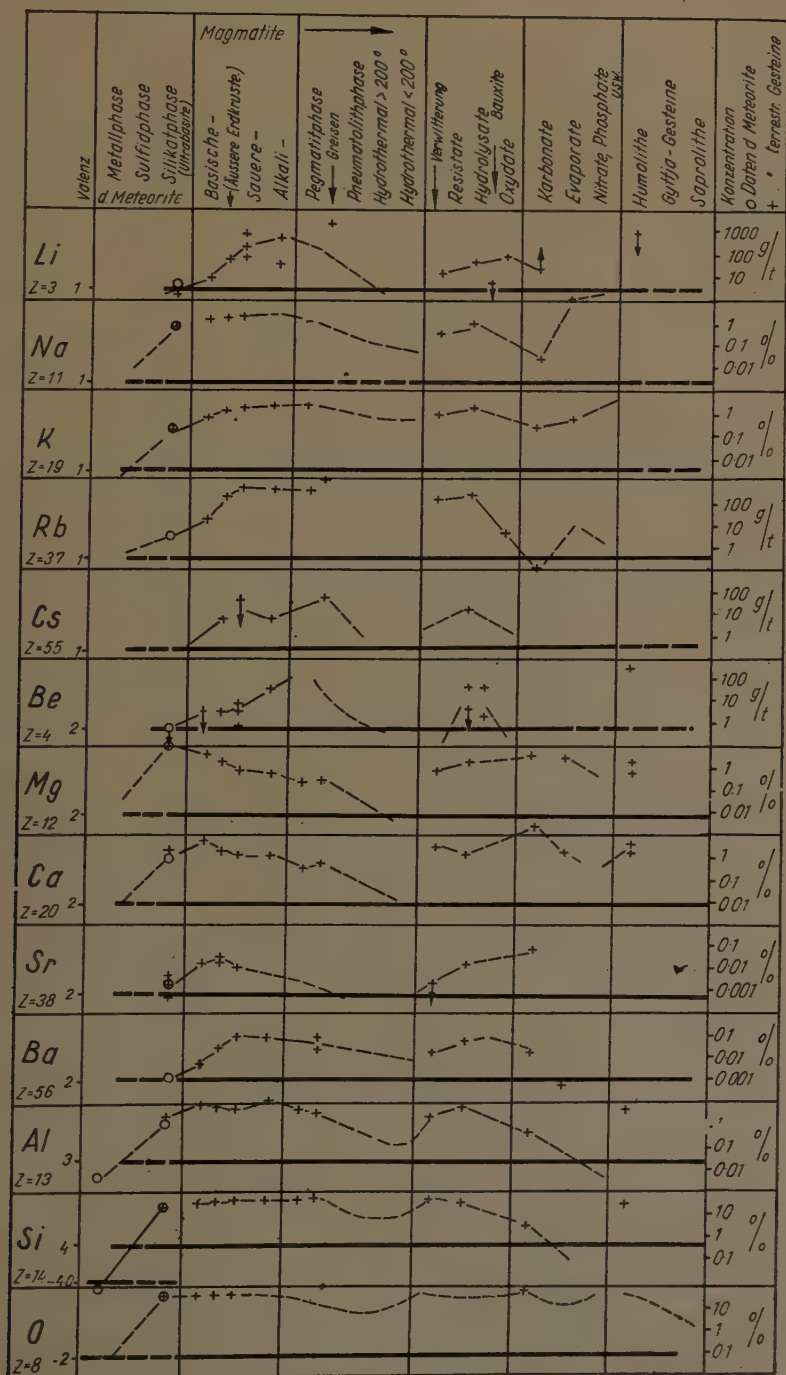


Abb. 6 Litophile Elemente

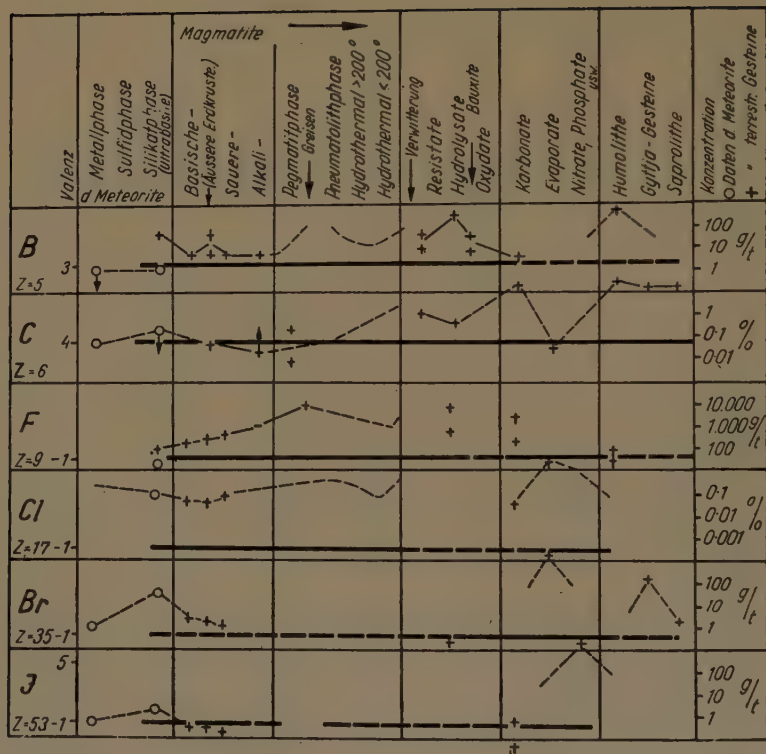


Abb. 7 Sedimentophile Elemente

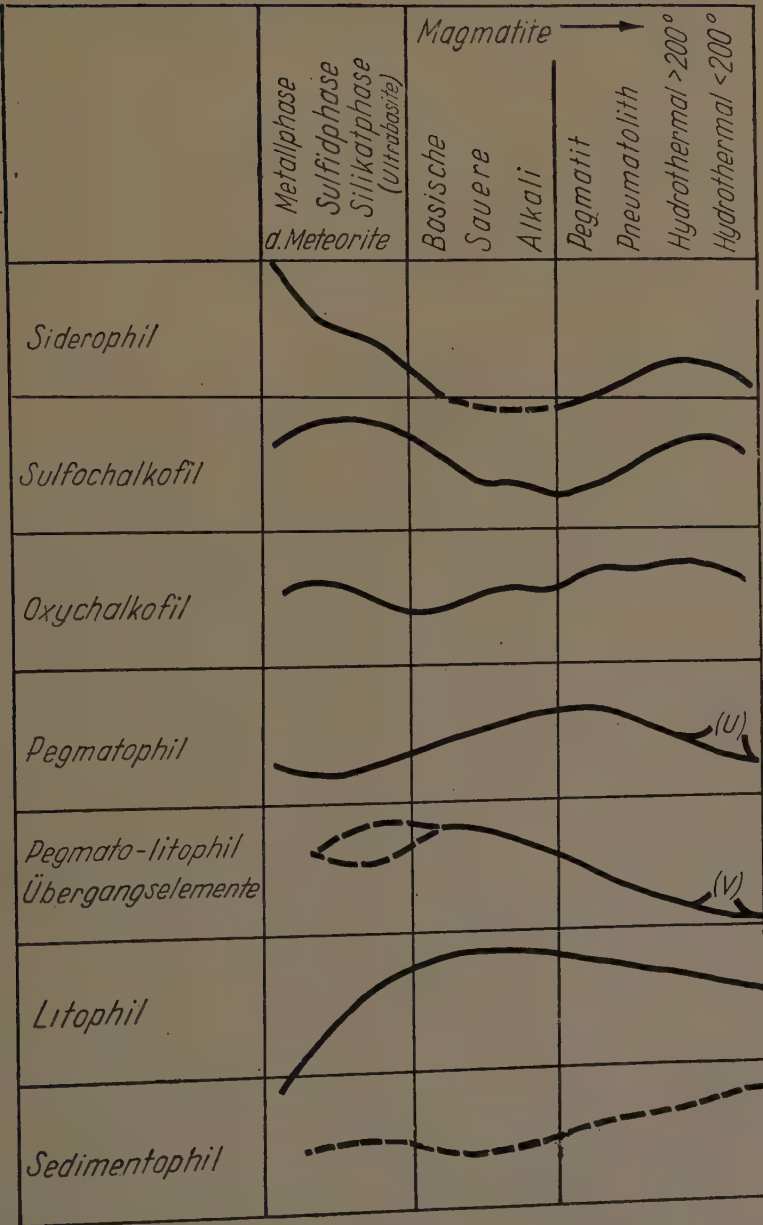


Abb. 8

ANHANG

Mittelwerte der wichtigsten spätmagmatischen Bildungen

	Schriftgranit. Entektikum	Pegmatit (Mittelwert von 7 Analysen)	Greisen (Mittelwert von 6 Analysen)	Esmeraldit, Northfieldit usw. (Mittelwert von 8 Analysen)	Mittelwert der apait. Pegmatite (Kola)
SiO ₂	72,9	72,8	75,63	82,4	49,0
Ti O ₂	—	0,06	0,23	0,03	4,0
ZrO ₂	—	—	—	—	3,5
Al ₂ O ₃	14,9	14,8	12,96	9,2	8,0
Fe ₂ O ₃	—	0,6	1,4	0,9	9,5
FeO	—	0,5	1,9	0,6	6,0
MnO	—	0,09	0,11	Sp.	0,5
CaO	—	0,5	0,89	0,9	4,8
MgO	—	0,3	0,48	0,5	1,0
Na ₂ O	—	2,5	1,91	0,5	9,6
K ₂ O	13,0	6,8	2,63	3,1	3,0
H ₂ O	—	0,6	0,79	4,6	0,1
s. Erden	—	—	—	—	0,2
F	—	—	1,08	0,1	0,1
Cl	—	0,02	—	Sp.	0
CO ₂	—	0,02	—	0,8	0,2
P ₂ O ₅	—	0,2	0,07	Sp.	Sp.
BaO	—	Sp.	0,18	—	—
Li ₂ O	—	—	0,13	Sp.	—
SnO ₂	—	—	0,11	—	—

DIE ROLLE DER MAGMATISCHEN GESTEINE IM STEINKOHLENKOMPLEX VON KOMLÓ

Von

V. SZÉKY-FUX

Universität, Budapest

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 12. XII. 1951

I.

Die magmatischen Gesteine der Komlóer Steinkohlengrube

Die magmatischen Gesteine des jurassischen Steinkohlenkomplexes von Komló sind seit langem bekannt. Verschiedene Verfasser berichteten schon im vorigen Jahrhundert über ihr Auftreten in den reichen Steinkohlenlagern des Reviers von Pécs. Vom Gesichtspunkt des Bergbaues spielen sie in der Tiefe eine weit bedeutendere Rolle als an der Oberfläche, da die Umbildung der Steinkohlenlager zum grössten Teil mit der subvulkanen Tätigkeit zusammenhängt.

Die im grossen Massstab durchgeführten Arbeiten während des zweiten Weltkrieges und nach der Befreiung Ungarns, die Steigerung der Steinkohlenförderung, die Forschungsbohrungen, der neue Kossuth-Schacht sowie der neue 6,2 m-Schacht schlossen zahlreiche neue und vielfältige Vorkommen von magmatischen Gesteinen auf.

Es bildete keine leichte Aufgabe, die sich veränderten mineralischen Gemengteile in den magmatischen Gesteinen der Grube zu erkennen und zu bestimmen, sowie die Zugehörigkeit des Gesteins und besonders die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas genau festzustellen. Diese Gesteine waren nämlich sowohl während der Gesteinsbildung als auch nach ihr so vielfachen Prozessen unterworfen, dass eine Bestimmung der Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas fast ein Ding der Unmöglichkeit ist. In der Zusammensetzung jedes Gesteins lassen sich gewisse Variationen feststellen, die davon abhängen, welche Ausbildungsperioden das betreffende Gestein bis zu seiner Erstarrung durchgemacht hat. Unter normalen Umständen wird dieser Prozess nur von der gravitativen Kristallisationsdifferentiation beeinflusst. Auf die mineralische und chemische Zusammensetzung der vulkanischen Gesteine des Mecsekgebirges übte jedoch auch der dort befindliche überaus breite, sedimentäre Komplex eine bedeutende Wirkung aus.

Ausser diesen Einflüssen ist im Gebiete des Mecsekgebirges auch noch mit einer intensiven magmatischen Spaltung zu rechnen, als deren Folge sich

die Gesteinsbildungsprozesse in den verschiedensten Formen abgespielt hatten. Im Laufe der vulkanischen Tätigkeit erstarrte die Lava vielenorts in bedeutenden Tiefen, unter Verhältnissen, die von denen an der Oberfläche abwichen, und drang in Bildungen ein, die in ostwestliche Gebirgssreichen gefaltet waren, um erst in späteren tektonischen Bewegungen an die Oberfläche zu gelangen. Das ist auch der Grund, warum häufig, z. B. in der Gegend von Kárász (an der nördlichen Seite des Mecsekgebirges) die Trachydolerite der Oberfläche sehr viele Merkmale von Tiefengesteinen aufweisen. Ausser dem wichtigen Faktor, den die Tiefe darstellt, übte auch der bedeutende Steinkohlenkomplex auf die Prozesse der Gesteinsbildung der vulkanischen Gesteine der Grube einen äusserst starken Einfluss aus. Zwischen dem Steinkohlenkomplex und dem empordringenden magmatischen Gestein kam es zu einer sehr starken Wechselwirkung, als deren Folge beide wesentliche Veränderungen ihrer mineralischen und chemischen Zusammensetzung erlitten.

Dies sind die äusseren Ursachen, die ausser den normalen Faktoren die Kristallisationsprozesse der vulkanischen Gesteine der Grube beeinflussten, und wegen deren starken Einwirkung die Gesteine des Gebirges nicht mit dem Namen des ursprünglichen Magmas, sondern mit dem der auf Grund der mikroskopischen und chemischen Untersuchung festgestellten Merkmale bezeichnet werden.

Als Abschluss der Gesteinsbildung muss auch — besonders im Bergwerk — mit den durch Hydrothermen von niedriger Temperatur hervorgerufenen Veränderungen und Auslaugungen gerechnet werden.

Die wichtigsten magmatischen Bildungen der Komlóer Grube sind folgende Gesteine:

Trachydolerit. Auf dem heute von der Grube erschlossenen Gebiet kommen die magmatischen Gesteine — wie dies aus dem auf Abb. I gezeigten grubengeologischen Profil ersichtlich ist — im IV., V. und VI. Horizont vor, wobei die grösste Menge und Vielfalt auf den V. Horizont entfällt. Im IV. Horizont, 315 m unter der Erdoberfläche, in einer Höhe von + 13,7 m u.d.M. trifft man in einem ungefähr 25 m langen Abschnitt des nördlichen Hauptluftstollens in der Nachbarschaft des XIV. Flözes einen charakteristischen Trachydoleritlagengang an. Das Gestein ist schon makroskopisch auffallend. Es erinnert nicht so sehr an Trachydolerit als eher an stark porphyrischen Diabas. In seinem gelblichbraunen Grundmaterial befinden sich dicht funkelnde, wasserklare 2—4 mm, doch auch oft 10 mm lange, leistenförmige Plagioklase. Gegen den Rand des Ganges zu weist das Gestein eine starke Kalzitbildung auf.

Dasselbe Gestein ist in bedeutenden Mengen auch ungefähr 360 m tief unter der Oberfläche, — 31,5 m u.d.M. im nördlichen Hauptluftstollen des V. Horizontes anzutreffen. Dieser Lagengang durchbricht den XV. Steinkohlenflöz und kommt unmittelbar mit der Kohle in Kontakt. Seine Übereinstimmung mit dem obenerwähnten Vorkommen des IV. Horizontes ist schon makro-

skopisch offensichtlich. In seinem mikroskopischen Bild fällt der vorherrschende porphyrische Plagioklas von Andesinzusammensetzung auf. Die Textur des Grundmaterials ist intersertal, stellenweise offitisch, wobei sie an Diabas erinnert. Äusserst auffallend ist die grosse Anzahl der einen sechseckigen Querschnitt aufweisenden Apatit- sowie der Opakgemengteile. Von den Opakgemengteilen erreicht besonders der Ilmenit grosse Abmessungen. Die Feldspatleisten des Grundmaterials sind teilweise kaolinisiert, an den Stellen der färbigen Gemengteile ist viel Kalzit zu sehen.

Das hier beschriebene Gestein ändert sich in einer überaus interessanten Weise, wo es mit der Steinkohle in Kontakt kommt. Das dunkle Gestein wird grauweiss und verkieselt sich stark, oft sind in ihm auch Kalzit- und Pyritanhäufungen anzutreffen.

Auf die Wirkung des beim Kontakt entstehenden CO_2 spaltet sich das Plagioklasmolekül und das aus dem Anortit frei werdende Kalzium bildet mit CO_2 Kalzit. Der grösste Teil der ursprünglich von Plagioklas ausgefüllten Stellen wird allmählich vollkommen von Kalzit durchdrungen und vielenorts deutet nur mehr der charakteristische Querschnitt auf den ursprünglichen Plagioklaskristall hin (Mikroskopaufnahme Nr. 1).

Dieses an Diabas-Porphyr erinnernde Gestein ist auch zwischen dem XV. und XVI. Flöz in einer Tiefe von 402 m unter der Erdoberfläche (—73,5 m u.d.M.) im nördlichen Hauptluftstollen des VI. Horizontes und im Kossuth-Schacht anzutreffen. Im westlichen Querstollen des alten Anna-Schachtes erwähnt schon B. Mauritz dieses fahle, lichtgraue, reichlich mikroporphyrischen Feldspat führende Gestein. Der nördliche Teil des Komlóer Steinkohlenkomplexes wird überall von diesem Trachydolerit durchbrochen, der auch in bezug auf seine weitere unterirdische Ausdehnung als überaus bedeutend angenommen werden darf. Man fand ihn nämlich auch in den Abschnitten von 537,4—543,5 m und 588—600 m der Bohrung Zobák Nr. III., sowie im Abschnitt von 409—410 m der Bohrung Komló Nr. I. in charakteristischer Ausbildung vor. Auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung (Analyse Nr. 13 und 14 auf den Analysentabellen) gehört er zu den typenmässigen Trachydoleriten.

Eine weit grössere Anzahl von magmatischen Gesteinen kommt — wie auch aus dem auf Abb. 2 gezeigten Profil ersichtlich ist — im VI. Horizont, doch hauptsächlich im südlichen Hauptquerstollen des V. Horizontes vor. In dominanter Menge kommen sie in der Achse der Synklinale vor und durchqueren dann lagergangartig das kohlenführende sedimentäre Gestein. Die aufeinander folgenden Lagergänge stellen mannigfache Gesteinstypen dar und weichen sowohl in ihrer mineralischen als auch chemischen Zusammensetzung wesentlich voneinander ab. Das alles bildet einen Beweis für die grosse Differenzierungsfähigkeit der Alkalimagmen. Da der südliche Hauptquerstollen des V. Horizontes sämtliche Typen durchschneidet, sollen diese auf Grund ihres dortigen Vorkommens gekennzeichnet werden. Der Trachydolerit des südlichen

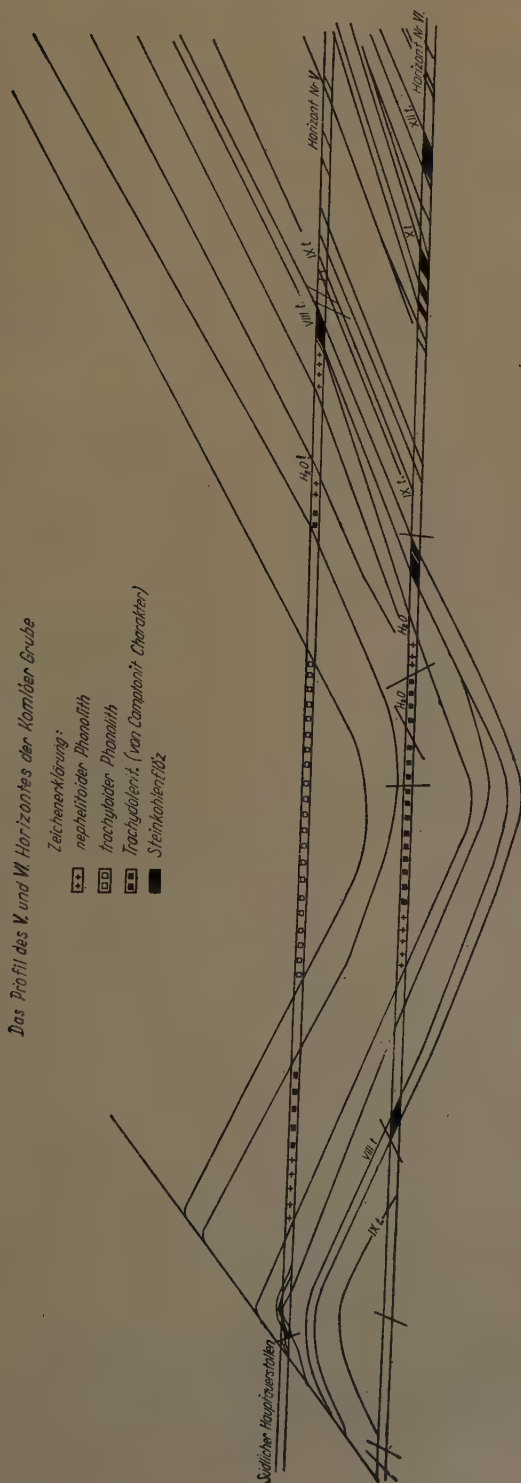


Abb. 2. Das Profil d. südl. Hauptquerstellens d. Komloer Grube

Hauptquerstollens weicht von dem obenerwähnten »porphyr-diabasartigen« Gestein wesentlich ab. Er ist dunkelgrau, feinkörnig, mit schwarzen, säulenartigen oder tafelförmigen, porphyrischen, mineralischen Gemengteilen. Im Gegensatz zum früheren Trachydolerit dominieren die farbigen, porphyrischen Gemengteile, die sich stellenweise sogar derart anhäufen, dass sie dem Gestein einen kristallkörnigen Charakter verleihen. Die grössten Abmessungen erreicht der meistens violettgraue Titanaugit. Ausser dem Augit ist im Gestein auch die Menge des stark pleochroischen braunen Amphibols als bedeutend anzusprechen. Häufig sind orientierte Verwachsungen des letzteren mit dem Augit. Bei ihrem Zusammenwachsen entsteht pleochroischer Chlorit. Der im Gestein anzutreffende Serpentin deutet auf eine Umbildung aus Olivin hin. Der Apatit ist ein verbreiteter Gemengteil. (Mikroskopaufnahme Nr. 2.)

Der Feldspat — oder in diesem Fall genauer gesagt: der Plagioklas — zeigt sich meistens im Grundmaterial, in leistenförmiger Ausbildung, in der für ihn charakteristischen intersertalen Textur. Die Plagioklasleisten zeigen die Merkmale der beginnenden Umbildung. Der von ihnen eingeschlossene Raum ist grösstenteils mit Analzim ausgefüllt. In den meisten Grubenmustern dieses Typs ist aber der ursprüngliche farbige porphyrische Gemengteil nicht zu erkennen, da sein Platz von Chlorit, Analzim, Kalzit und Limonit eingenommen wird.

In stark veränderter Form kann dieses Gestein auch an anderen Stellen der Grube angetroffen werden. Wegen der starken Veränderungen ist aber sein Charakter nicht zu erkennen, höchstens aus der intersertalen Textur des Grundmaterials könnte man auf den ursprünglichen Trachydolerit schliessen. Solche Gesteine wurden z. B. aus den Abschnitten von 161—165 m, 210—211 m, 257—258 m des Luftschachtes Nr. II. (6,2 m-Schacht), aus dem südlichen Hauptquerstollen des VI. Horizontes und aus anderen Bohrungen zutage gefördert. Viele grosse porphyrische Gemengteile verleihen dem Gestein einen auf Tiefengestein hinweisenden Essexitcharakter. Wegen des vielen braunen, pleochroischen Amphibols erinnert das Gestein an Camptonit, deshalb soll es auch im nachstehenden Trachydolerit von Essexit- oder Camptonitcharakter genannt werden (Mikroskopaufnahme Nr. 2). Der Essexitcharakter geht auch daraus hervor, dass es mit dem von T. Takáts im Lantos-Tal unterhalb des Árpádtető unter dem Namen Essexit beschriebenen Gestein identisch ist.

Für die Zusammensetzung des Gesteins (chemische Analyse Nr. 11) ist der hohe MgO- und CaO-Gehalt, sowie die grosse Menge an farbigen Silikaten kennzeichnend. Die Molekularnorm stimmt mit der realen, auf Grund der mikroskopischen Prüfung festgestellten mineralischen Zusammensetzung gut überein. Demgemäss machen der Orthoklas 11%, der Plagioklas 27%, der Nephelin 22,8% (mikroskopisch nicht wahrnehmbar), der Diopsid (Titanaugit, Amphibol) 22%, der Olivin 10,4%, der Magnetit 4,3%, das Rutil (Ilmenit) 2% aus. Das Gestein ist in hohem Grade ungesättigt, sein $qz = -19,4$.

In der Grube sind hauptsächlich diese beiden Typen des Trachydolerits verbreitet. In dem Material von mehreren Bohrungen, so z. B. im Abschnitt von 276,9—279,5 m der Komlóer Bohrung Nr. I., wurde jedoch ein Übergangstyp zwischen dem Trachydolerit und Phonolith angetroffen. Der porphyrische Gemengteil dieses Typs besteht aus saurem Plagioklas und grünem Amphibol, das Grundmaterial ist trachytisch, die Zahl der farbigen Gemengteile ist auffallend gering. Diese beiden letzteren Merkmale des Gesteins weisen auf Phonolith hin.

Phonolith. Als Gestein eines solchen Übergangstyps, doch eher als Phonolith, muss das die Hauptmasse der Synklinale des südlichen Hauptquerstollens bildende Gestein von trachytoider Textur angesehen werden. Makroskopisch betrachtet ist es grauweiss, mit verwitterten weissen Feldspaten und kleinen, grünlichschwarzen, säulenförmigen Kriställchen durchsetzt. Schon äusserlich gleicht es sehr dem Phonolith von Kövestető. In der Nähe seiner Kontakte mit dem von Kohlenstreifen durchzogenen Schiefer können makroporphyrische Gemengteile nicht mehr unterschieden werden. An den Stellen der Kontakte verhärtet sich das Gestein, verkieselt sich, häufig findet man in ihm auch Pyritkörner. All dies weist auf die Nähe der Steinkohle bzw. auf den Einfluss der Steinkohle auf das magmatische Gestein hin.

Bei der mikroskopischen Betrachtung fällt der grosse Anteil von Karlsbader Zwillingen des Sanidins und von saurem Plagioklas auf. Porphyrische, farbige Gemengteile können nicht festgestellt werden, selbst das überaus widerstandsfähige Ägirin des Phonoliths nicht. Nur limonitische Anhäufungen deuten auf den Ort und die Gestalt der farbigen Gemengteile hin. Die trachytoide Anordnung der Feldspatleisten des Grundmaterials gleicht in hohem Grade der des Gesteins vom Kövestető und weist einen vollständig phonolithischen Charakter auf.

Die Analysenangaben dieses Gesteins (Analysen Nr. 19) deuten teilweise auf einen Übergangscharakter hin, doch bilden der grosse SiO_2 , der CaO- und der MgO-Gehalt sowie die geringe Zahl der farbigen Silikate ($M = 11,8\%$) einen Beweis für seine Zugehörigkeit zu den Phonolithen. Deshalb könnte es auch als Phonolith von trachytoider Textur bezeichnet werden. Dieses Gestein wurde im Laufe der angestellten Untersuchungen bisher in keinem anderen Teil der Grube gefunden.

Im Flügel der Synklinale des südlichen Hauptquerstollens des V. Horizontes befindet sich ein vom oben beschriebenen Gestein wesentlich verschiedener Phonolith von nephelithoider Textur, der dem Gestein von Somló—Dobogó ähnlich ist. Es ist ein stark verändertes Gestein, gelblichweiss oder gelblich-rotbraun, dessen Farbe in der Nähe der Kohlenkontakte jedoch vollkommen verblasst ist. Makroskopische primäre Gemengteile sind nicht zu erkennen. Beim Kontakt mit der Steinkohle tritt eine starke Kalzitisierung auf. Das mikroskopische Bild zeigt eine vollkommene Umbildung der porphyrischen

Feldspate, so dass sie nicht näher bestimmt werden können. Auch die charakteristische grüne Farbe des porphyrischen Ägirins kann nur noch an einigen wenigen Stellen wahrgenommen werden. Das Grundmaterial stellt eine Textur von trachytoidartig angeordneten Feldspatleisten, Nephelintafeln, Ägirinnadeln bzw. von aus deren Umbildung entstandenen sekundären Mineralien dar. Das auffallendste Kennzeichen des Gesteins sind die deutlich in Ziegelform abgegrenzten Nephelintafeln oder die grossen Anhäufungen seiner sechseckigen Querschnitte. Ausser den aufgezählten Gemengteilen stösst man im Grundmaterial auch häufig auf Sodalith und auf verschiedene Arten von Zeolith. Die Hohlräume des Gesteins sind von Kalzit ausgefüllt.

Auffallend und von Interesse ist es, dass dieses Gestein infolge der kleinen Abmessungen seiner porphyrischen Gemengteile und infolge seiner zahlreichen automorphen Nephelintafeln nicht dem Phonolith des in der Nähe befindlichen Kővestető, sondern dem von Somló—Dobogó nahesteht.

Andesit. Im Bereich des Grubengebietes wurde Andesit nur in den verschiedenen Vasaser Bohrungen gefunden, so z. B. im Abschnitt von 584—584,4 m der Bohrung Viktoria B₁, sowie in den Abschnitten von 642,6—644 m und 708,4—711 m der Bohrung Viktoria B₂. Er bildet hier ein Gestein von grauer oder rötlichgrauer Farbe, ist stark verändert und feinkörnig. Seine mikroskopischen porphyrischen Gemengteile bestehen aus kaolinisierten Feldspaten bzw. limonitischen Anhäufungen. Das Grundmaterial ist feinkörnig, felsitisch, mit nur sehr wenig glasigen Teilen. Häufig zeigt er auch starke Karbonatisierung und Verkieselung. Anderswo in der Grube konnte kein Andesit gefunden werden, was auch deshalb bemerkenswert ist, weil sich ein bedeutendes, an der Oberfläche befindliches Andesitvorkommen in der nächsten Nähe befindet.

Die von den Professoren *Földvári* und *Szalay* an den magmatischen Gesteinen der Grube vorgenommenen Radioaktivitätsmessungen ergaben eine vollkommene Übereinstimmung mit den hier erwähnten mikroskopischen Gesteinsbestimmungen.

II.

Die Kontaktwirkung des Steinkohlenkomplexes auf das vulkanische Gestein

Als überaus auffallend darf die Wirkung des Steinkohlenkomplexes, besonders der Steinkohle, auf die Erstarrungsprozesse der vulkanischen Gesteine der Grube bezeichnet werden. Diese Wirkung war aber eine Wechselwirkung, denn es ist schon seit langem bekannt, dass das durchbrechende vulkanische Gestein das Komlóer Steinkohlenlager beim Kontakt verkocht hatte.

Die durch das magmatische Gestein hervorgerufene Durchwärmung bringt einen der Verkohlungs ähnlichen Prozess zustande. Für die Qualität des so entstehenden Endprodukts ist aber nach der Auffassung von *Petrascheck* weder die Qualität des Gesteins, noch der Reifezustand der Steinkohle ent-

scheidend: die Qualität des Endprodukts wird ausschliesslich von der Entfernung zum Kontakt bestimmt.

Im Falle eines gangförmigen Durchbruchs weist die intensive Umbildung der Steinkohle eine Ausbreitung auf, die der halben Breite des Ganges entspricht. Ein Lagergang oder ein lakkolithartiger Durchbruch ruft eine wesentlich stärkere Wirkung hervor. Die Ausbildung der Kontaktzone kann übrigens sehr verschiedenartig sein. Sehr häufig ist die Kontaktzone so schmal, dass ihr keine praktische Bedeutung zukommt, ein andermal — wie z. B. auch in Komló — entsteht Naturkoks in einer Breite von einigen Zentimetern.

In der nachstehenden Tabelle soll die Zusammensetzung der Komlóer bzw. Vasaser rohen Steinkohle mit der des entstehenden Naturkokes verglichen werden.

Rohe Steinkohle

	H ₂ O	Asche	C	H	O + N	S
Komló IV. Flöz	2,79	13,96	63,06	4,65	9,75	3,01
Komló VIII. Flöz	7,00	9,1	65,29	5,97	10,57	2,42
Komló X. Flöz	1,93	9,83	75,25	4,42	7,05	1,52
Vasas	0,90	22,89	65,89	3,94	4,12	2,26

Naturkoks

Komló	5,2	14,2	60,45	2,92	9,92	0,48
Vasas (3 cm vom Kontakt)	0,72	20,2	65,59	3,41	7,26	2,82

Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass in der Komlóer Grube der Aschengehalt der rohen Steinkohle immer unter dem des Naturkokes liegt. Die Zunahme des Aschengehaltes des Naturkokes ist indessen nur eine scheinbare, da sie sich auf die relative Verminderung des Wassergehaltes und der leichtflüchtigen Komponenten zurückführen lässt.

Zwischen dem durchbrechenden magmatischen Gestein und dem Steinkohlenkomplex kommt bei höherer Temperatur eine besondere Wechselwirkung, ein besonderes System zustande, in dem mit einer wechselseitigen Materialwanderung bzw. einem Materialaustausch gerechnet werden darf. So kann der Zerfall des Materials des magmatischen Gesteins bzw. die aus der Richtung des magmatischen Gesteins kommende Materialwanderung eine Zunahme des Aschengehaltes des Naturkokes bewirken. Dagegen kann es zu einer Abnahme des Aschengehaltes kommen, wenn bei einer Temperatur von über 450°C aus den Ton- und Karbonatanteilen des Aschenmaterials sich eine bedeutende Menge Wasser und CO₂ entfernt. Die nach dem Eindringen erfolgte Auslaugung führte im Falle der Vasaser Steinkohle zu demselben Ergebnis.

Von besonderem Interesse ist der Einfluss der Steinkohle auf die Kristallisation des magmatischen Gesteins. Neben der Steinkohle wird das magmatische Gestein vollkommen weiss, es nimmt eine lichtere Farbe an und seine porphyrischen Gemengteile können kaum mehr erkannt werden. Unmittelbar

an den Kontakten verhärtet sich immer das Gestein, es verkieselt sich, und es häufen sich in ihm bedeutende Mengen von Pyrit und Kalzit an. Im mikroskopischen Bild des Trachydolerits (Aufnahme Nr. 1) wird ein grosser Teil des porphyrischen Plagioklases von Kalzit ausgefüllt. Farbige porphyrische Gemengteile fehlen im Gestein, das von verschiedenen dicken Kalzitadern durchzogen wird. Die Hohlräume werden von sekundären Quarzkörnern ausgefüllt. Das Grundmaterial ist voll von limonitischen Flecken, die aus der Umgestaltung der Opakkörner stammen.

Diese Zustände werden auch gut durch die nachstehenden Analysenergebnisse veranschaulicht.

Typenmässiger Trachydolerit aus

	der Gemeinde Kárász	der Komlóer Grube	der Komlóer Grube (Kohlenkontakt)
	%	%	%
SiO ₂	43,13	45,12	58,35
TiO ₂	4,34	2,38	2,65
Al ₂ O ₃	17,06	17,43	12,08
Fe ₂ O ₃	3,09	2,19	2,58
FeO	8,23	6,28	4,44
MnO	0,15	0,10	0,09
MgO	5,00	2,34	0,93
CaO	7,04	6,06	4,07
Na ₂ O	3,15	4,32	5,34
K ₂ O	1,45	1,07	0,30
P ₂ O ₅	0,48	0,43	0,40
H ₂ O ⁺	4,35	7,85	3,97
H ₂ O ⁻	0,93	0,78	0,28
CO ₂	1,49	3,62	3,78
S (Pyrit S) ...	—	—	0,62
	99,89	99,97	99,88

Analytiker: S. Nemes-Varga

Das Gestein der ersten Kolonne stammt von der Oberfläche, das der 2. und 3. Kolonne aus dem Hauptluftstollen des V. Horizontes, wobei das dritte Gestein unmittelbar vom Steinkohlenkontakt genommen wurde. Alle drei stellen einen vollkommen gleichen Typ des Trachydolerits von »porphyrischem Diabas-Charakter« dar. Der Vergleich ihrer Analysenangaben gibt infolgedessen ein gutes Bild der bei diesem Prozess stattgefundenen chemischen Veränderungen. Zwischen dem 1. und dem 2. Gestein besteht kein wesentlicher Unterschied, was unter anderem auch beweist, dass ein grosser Teil der Trachydolerite des Mecsekgebirges subvulkanen Charakter aufweist (Umgebung von Kárász) und dass diese erst im Laufe von späteren tektonischen Bewegungen an die Oberfläche gelangten. Demgegenüber erhöht sich beim Kohlenkontakt der SiO₂- und der S-Gehalt in bedeutender Weise, während sich hier der Gehalt an Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, K₂O und H₂O vermindert.

Für dieses Phänomen kann folgende Erklärung gegeben werden: der Steinkohlenkomplex erwärmt sich infolge des Durchbruchs des magmatischen Gesteins. Bei der anfänglichen Erwärmung entfernen sich bedeutende Mengen von H_2O , von CO_2 , von schwefelhaltigen Gasen und anderen leichtflüchtigen Komponenten. Das übt auf das sich im Kristallisationszustand befindliche vulkanische Gestein eine intensive Wirkung aus. Porphyrische Gemengteile, die im Begriffe stehen sich auszubilden, werden zersetzt, besonders werden die farbigen Silikate und Kalifeldspate angegriffen (der K_2O -Gehalt sinkt von 1,07 auf 0,30%) und aus den Basen bilden sich Karbonate. Auch die porphyrischen Plagioklase spalten sich, aus dem Ca-Gehalt des Albits und des Anortits entsteht Kalzit. Das aus der Kohle stammende CO_2 führt zu einer Spilitisierung des Gesteins.

Die farbigen Silikate verschwinden vollkommen. Der Schwefel bildet mit dem Eisen der farbigen Gemengteile Pyrit. Die allmähliche Durchwärmung erhöht auch in gesteigertem Masse die Wechselwirkung zwischen den zwei Systemen. Die aus der Kohle entstehenden grossen Mengen Wasserdampfes, die eine Temperatur besitzen, welche oberhalb des kritischen Punktes liegt, üben auf das sich kristallisierende Gestein eine stark auslaugende Wirkung aus und verursachen bedeutende Verluste an Alkali- und anderen Karbonaten, die sich auf die Wirkung von CO_2 bilden. Das aus den zersetzten Silikaten entstehende SiO_2 bewirkt eine starke Verkieselung des Gesteins.

Die allgemeine Abnahme der Basen hat eine verhältnismässig starke Erhöhung der Kieselsäuremenge zur Folge. Besonders gut ist dies aus dem Differentiationsdiagramm der Grubengesteine ersichtlich (Abb. 4), wo Nr. 13 an genau derselben Ordinatenhöhe in Erscheinung tritt wie Nr. 14., und eine Verschiebung auf der Abszisse (auf Grund der Werte für al, fm, c und alk) nur wegen der hohen si-Zahl zustande kommt.

Die hier angeschnittene Frage wirft noch zahlreiche Probleme auf und bedarf noch in vielen Beziehungen einer näheren Klärung. Es erscheint eine interessante Aufgabe, diese Frage durch Zusammenstellung von vielen Angaben und auf Grund von schrittweise durchgeführten Untersuchungen restlos zu klären.

III.

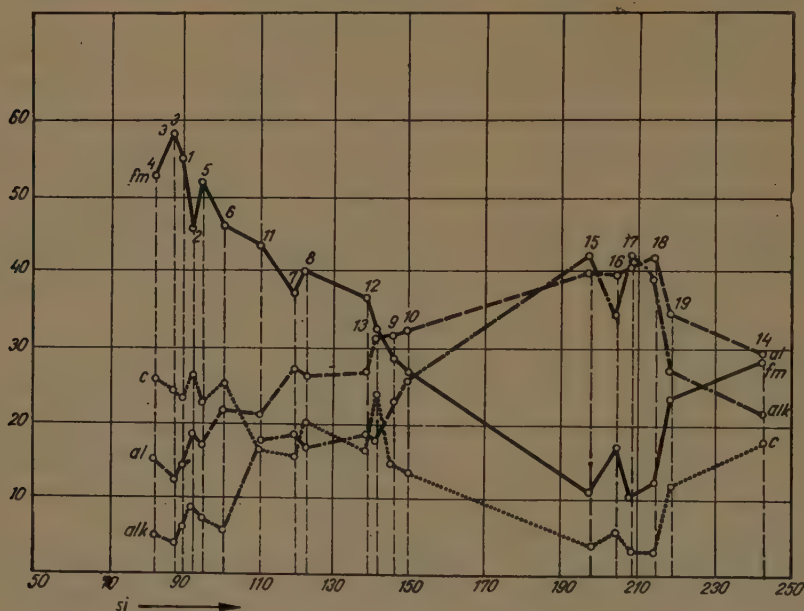
Das Verhältnis der magmatischen Gesteine der Grube zu den an der Oberfläche des Mecsekgebirges befindlichen Gesteinen

Die magmatischen Gesteine der Grube stehen nicht vereinzelt da, sondern sind mit den Gesteinen der Oberfläche des Gebirges in engem Zusammenhang, wie dies auch durch die hier vorgeführten Analysentabellen, Differentiationsdiagramme und Dreiecksprojektionen bewiesen wird.

Die zwischen Kisujbánya und Magyaregregy befindliche zusammenhängende Trachydolerit—Lavadecke ist als das Eruptionszentrum des Mecseker Trachydolerits anzusehen. Wenn man von diesem Zentrum ausgeht, können die Gesteine dieses Gebietes sowohl vom Gesichtspunkt ihrer geologischen Verbreitung als auch von dem ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gut abgegrenzt werden, obwohl sie trotz alledem eine eng miteinander verbundene Serie bilden.

Basaltischer Trachydolerit. Die meisten basischen Glieder sind im nördlichen Teil des Eruptionszentrums in dem von Magyaregregy — Márévári

Differentiationsdiagramm der magmatischen Gesteine des Mecsekgebirges



1—6, 11. Basaltischer Trachydolerit

1. Eingang z. Singödör
2. Márévári-Tal
3. Jánosipusztá
4. Lantos-Tal
5. Lantos-Tal
6. Jánosipusztá
11. Komlóer Grube

7—14. Typenmässiger Trachydolerit

7. Hidasi-Tal
8. Hosszúhetény
9. Komló
10. Komló
12. Viganvár
13. Komlóer Grube
14. Komlóer Grube

15—19. Phonolith

15. Somló-tető
16. Somló-Dobogókő
17. Kövesd-tető
18. Kis-Kövesd
19. Komlóer Grube

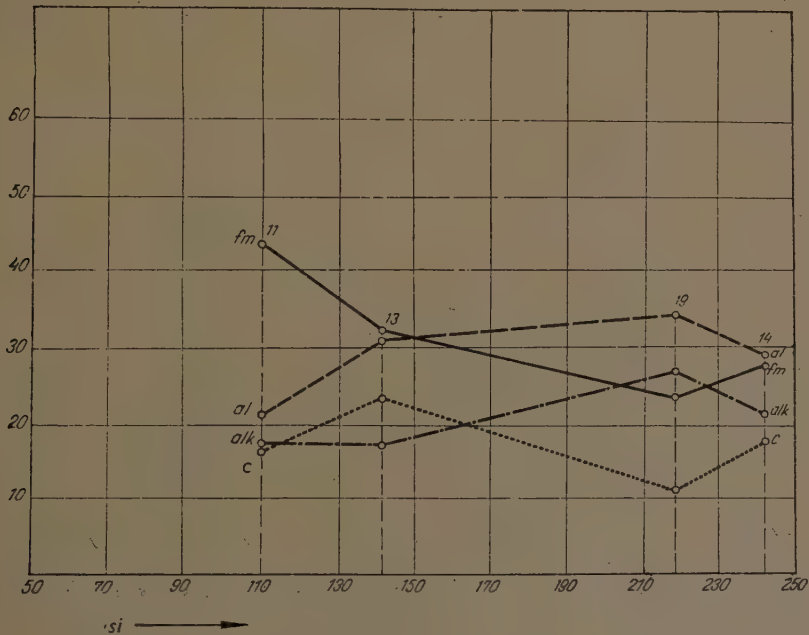
Abb. 3

völgy — Singödör — Jánosipusztá umgrenzten Gebiete anzutreffen. Meistens handelt es sich um ein dunkles, dichtes, feinkörniges Gestein von völlig basaltischem Charakter, das die typische intersertale Textur zeigt und in dem sich sehr viele Opakgemengteile befinden (Mikroskopaufnahme Nr. 3).

Seine porphyrischen Gemengteile (Olivin, Titanaugit) finden sich häufig in sehr bedeutenden Mengen vor und erreichen eine, auch makroskopisch gut sichtbare Grösse von mehreren Millimetern. An einzelnen Stellen, z. B. im oberen Teil von Singödör, erscheint ausser dem porphyrischen Augit und Olivin auch leistenförmiger Plagioklas von Oligoklastyp (Mikroskopaufnahme Nr. 4).

Auf Grund der Ergebnisse seiner chemischen Analyse (Analysen Nr. 1, 2 und 3) ist es gut ersichtlich, dass sein SiO_2 -Gehalt niedrig ist, während sein

Differentiationsdiagramm der Grubengesteine



11. Basaltischer Trachydolerit
Südl. Hauptquerstollen Nr. V

13. Typenmässiger Trachydolerit,
Nörtl. Hauptluftstollen Nr. V

14. Typenmässiger Trachydolerit. Nörtl.
Hauptluftstollen vom Kohlenkontakt

19. Phonolith,
Südl. Hauptquerstollen Nr. V

Abb. 4

Gehalt an CaO , MgO , FeO und Fe_2O_3 als sehr hoch angesprochen werden muss. Die Menge der farbigen Silikate beträgt rund 50%. Der Olivin erreicht rund 20%, der Diopsid (Augit) rund 30%.

Dicht an dieses Gestein ist der von T. Takáts beschriebene Essexit des Lantosvölgy angeschlossen, der den Typ eines Tiefengesteins bzw. eines subvulkanen Gesteins des basaltischen Trachydolerits darstellt (Analysen Nr. 4 und 5), sowie der Trachydolerit von Camptonitcharakter des V. Horizontes der Komlóer Grube (Analyse Nr. 11). Die chemische und mineralogische Zusammensetzung der beiden letzten Gesteine gleicht sehr der des basaltischen Trachy-

dolerits mit dem Unterschied, dass bei ihnen die Menge und die Abmessungen der farbigen porphyrischen Gemengteile grösser sind.

In den Differentiationsdiagrammen und Dreiecksprojektionen (besonders in den Mg, Ca, Fe Δ) gruppieren sich die basaltischen Trachydolerite in einem Felde. Die Q, L, M Δ zeigen gut, dass der in der Grube vorkommende Trachydolerit von Camptonitcharakter (Analyse Nr. 11) in einem gewissen Grade bereits

Differentiationsdiagramm der an der Oberfläche befindlichen Gesteine

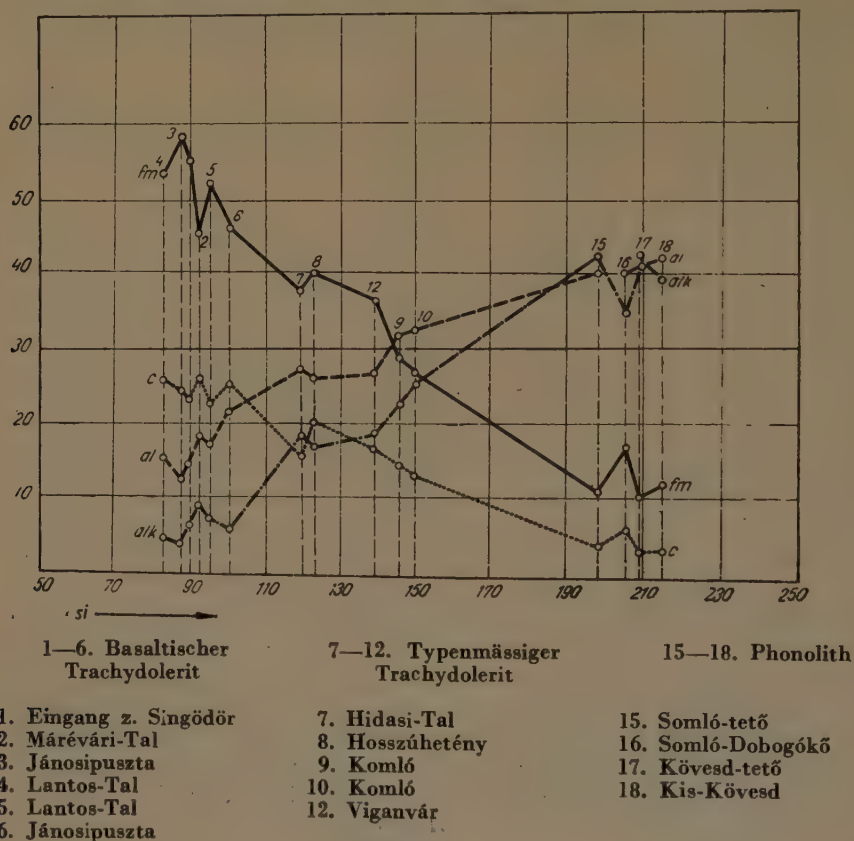


Abb. 5

einen Übergang zu einer anderen Gruppe des Trachydolerits darstellt, die reicher an Plagioklasen und weniger basisch ist.

Typenmässiger Trachydolerit. Das von Jánosipuszta stammende Gestein (Analyse Nr. 6), das an farbigen Silikaten etwas ärmer, aber an Feldspat reicher ist als das vorige, bildet den Übergang zu dem im südlichen Teil der Lavadecke, auf dem Gebiet zwischen Hidasivölgy und Kisujbánya anzutreffenden biotitischen, augitischen typenmässigen Trachydolerit. Dieser tritt ausserhalb der südlichen Hälfte des Zentralgebietes, eher an den Rändern des Eruptionszentrums,

meistens in Gänge von west-östlicher Richtung gepresst, in einem Halbkreis auf — obzwar er auch manchmal mit basaltischem Trachydolerit vermischt vorkommt. Hierzu gehört der feldspatführende Trachydolerit der Grube von Hosszuhetény der Ortschaft Viganvár, der Komlóer Grube und der Umgebung von Kárász und Vékény. Er ist ein feinkörniges, graues oder grauschwarzes Gestein, in dem Augit, in kleineren Mengen Biotit, doch am ehesten Plagioklas

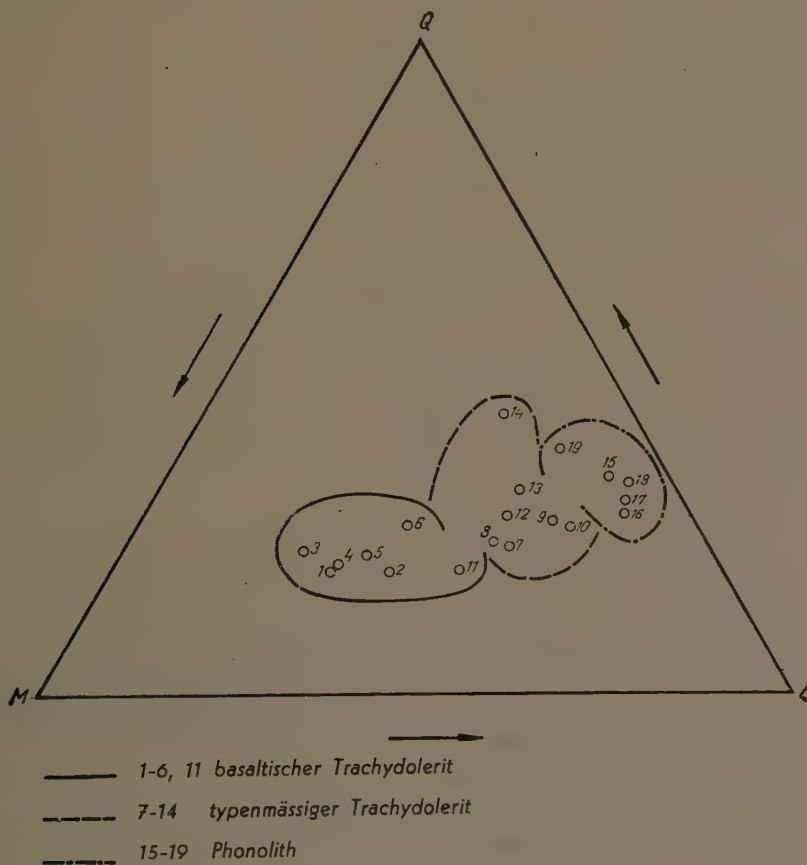


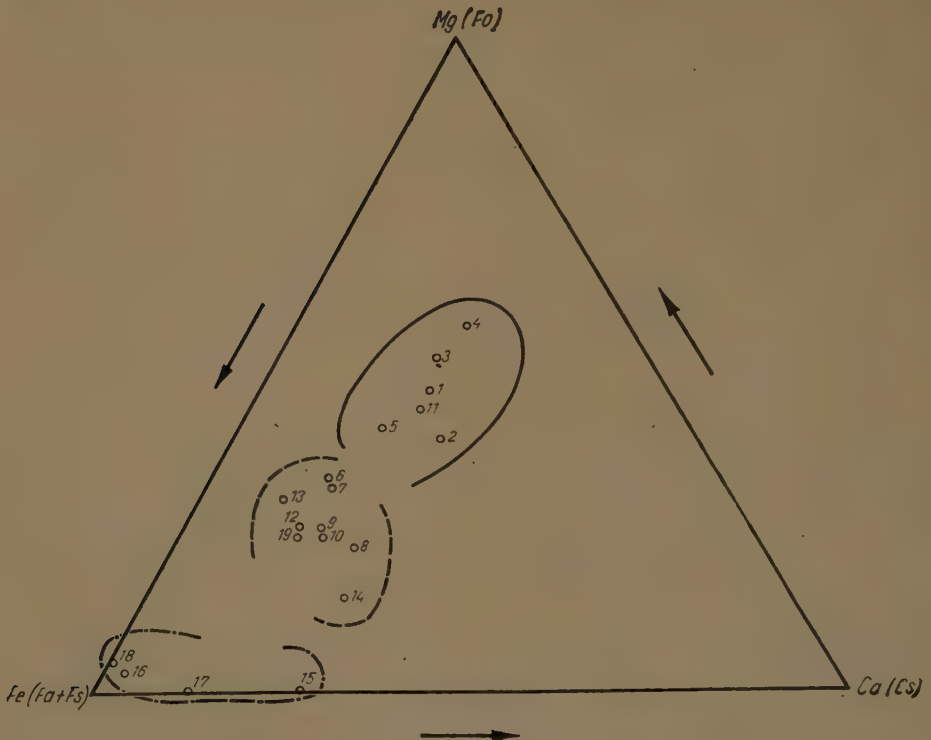
Abb. 6

makroporphyrische Grössen annehmen. An einzelnen Stellen, so in der Umgebung von Kárász und Magyaregregy reichern sich diese makroporphyrischen, leistenförmigen Plagioklase besonders an (Mikroskopaufnahme Nr. 5).

Die typenmässigen Trachydolerite stimmen sowohl in bezug auf ihre mineralische Zusammensetzung als auch auf ihre äussere Erscheinung vollkommen mit dem Trachydolerit von »porphyrischem Diabas-Charakter« des IV., V. und VI. Horizontes der Grube überein.

Hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung weisen diese Trachydolerite im Vergleich zur vorhergehenden Gruppe einen grösseren Gehalt an SiO_2 , an Al_2O_3 und an Alkalien auf, während die Mengen von CaO , MgO , FeO und Fe_2O_3 wesentlich abnehmen (Analysen Nr. 7, 8, 9, 10, 12, 13 und 14).

Besonders gut tritt diese Veränderung auf den Differentiationsdiagrammen zutage. Laut den Molekularnormen — was auch von der mikroskopischen Unter-



1-5, 11 basaltischer Trachydolerit

6-14, 19 typenmässiger Trachydolerit

15-18 Phonolit

Abb. 7

suchung bestätigt wird — schwankt die Menge des Orthoklases zwischen 6—20%, die des Plagioklases zwischen 45—70%, die des Nephelins um 0,17%, die des Diopsids (Augits) zwischen 5—14%. Der Biotit erreicht im allgemeinen 3%, der Olivin 5%, der Magnetit 2,5—5%, das Rutil (Ilmenit) 1—2%.

In der Dreiecksprojektion können die obenerwähnten Gesteine gut unterschieden werden, nur der im nördlichen Hauptluftstollen des V. Horizontes der Grube befindliche, unmittelbar neben dem Kohlenkontakt liegende Trachydolerit zeigt ganz extreme Werte (Analyse Nr. 14).

Phonolith. Im Mecsekgebirge kommt der Phonolith, wie allgemein bekannt, auf zwei sowohl mineralogisch als auch geologisch gut abgegrenzten Gebieten vor (Kövestető bzw. Somló—Dobogó). Im südlichen Hauptquerstollen des V. Horizontes der Grube können beide Phonolithe angetroffen werden, wenn auch in stark veränderter Form. Auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung und der Ergebnisse der chemischen Analyse steht der aus der Steinkohlengrube stammende Phonolith von trachytoider Textur dem Gestein des Kövestető nahe. Seine Analysenangaben (Analyse Nr. 19) verschieben ihn in gewisser Hinsicht gegen den Trachydolerit zu — obzwar sein si-Wert höher ist als selbst der des Phonoliths (siehe auch die entsprechenden Dreiecksprojektionen und Differentiationsdiagramme).

Das mikroskopische Bild des im V. und VI. Horizont der Grube gefundenen Phonoliths von nephelitoider Textur stimmt trotz seiner grossen Veränderung gut mit dem mikroskopischen Bild des Phonoliths von Somló-tető überein (Mikroskopaufnahme Nr. 6).

Die aus den Analysenwerten des Trachydolerits bzw. Phonoliths des Mecsekgebirges berechneten Oxydationsgrade (Analysentabelle Nr. 1) stehen mit den theoretischen Werten nach E. Szádeczky—Kardoss (Oxydationsgrad: Essexit : 1,5, Trachydolerit : 1,8, Phonolith : 4,6 usw.) und den obenerwähnten Radioaktivitätsmessungen von Földvári und Szalay in vollem Einklang.

IV.

Geologische Auswertung der mineralogischen Untersuchungen

Aus dem bisher Gesagten, sowie aus den Differentiationsdiagrammen steht es zweifellos fest, dass im Steinkohlenkomplex der Komlóer Grube *sämtliche Typen der an der Oberfläche befindlichen vulkanischen Gesteine angetroffen werden können*. Wenn man die Differentiationsdiagramme der Gesteine der Grube mit jenen der an der Oberfläche befindlichen Gesteine, sowie mit dem zusammenfassenden Differentiationsdiagramm vergleicht, so ist es gut ersichtlich, dass das Grubengestein Nr. 11 dem basaltischen Trachydolerit bzw. dem Trachydolerit von Camptonitcharakter, die Grubengesteine Nr. 13 und 14 dem typenmässigen Trachydolerit, bzw. genauer gesagt dem Trachydolerit von »porphyrischem Diabas«-Charakter und das Grubengestein Nr. 19 dem Phonolith angehören. Bei sämtlichen Grubengesteinen ist der si-Wert etwas höher als der des entsprechenden Gesteines der Oberfläche. Die extremen Werte des Trachydolerits Nr. 14, der unmittelbar neben dem Kohlenkontakt gefunden wurde, sind mit der Kontaktwirkung des Steinkohlenkomplexes zu erklären.

Aus alledem geht aber klar hervor, dass der Vulkanismus der Hauterivien-Stufe ein viel grösseres Ausmass besass, als aus den Aufschliessungen an der Oberfläche zu erwarten war.

Die mit dem Lavafluss beginnende und sich mit Tuffbildung fortsetzende Vulkantätigkeit brachte geologisch und mineralogisch eng zusammengehörige Gesteinstypen hervor.

Die basaltischen Trachydolerite kommen dominierend im Eruptionszentrum bzw. in dessen nördlichem Teile vor, die typenmässigen Trachydolerite dominierend im südlichen Teil der Lavadecke und an deren Rändern. An den

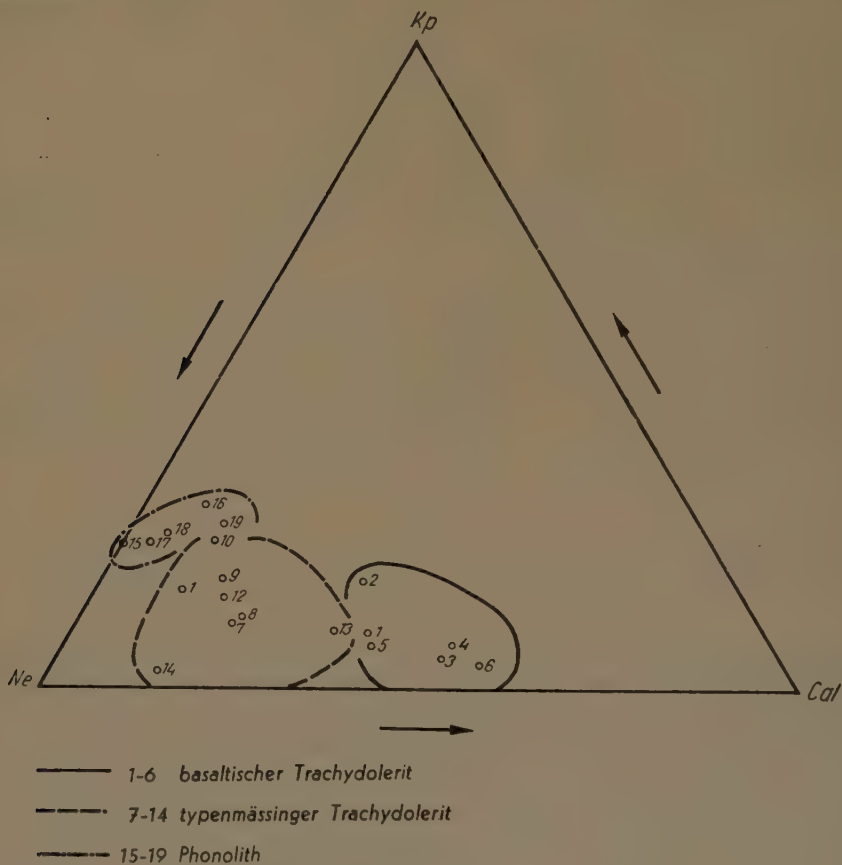


Abb. 8

basaltischen Trachydolerit schliessen sich in westlicher und südlicher Richtung Trachydolerite von camptonitischem Charakter an, während der typenmässige Trachydolerit in westlicher und nördlicher Richtung von hypabyssischen Typen von porphyrischem Diabas-Charakter abgelöst wird.

Der Phonolithvulkanismus steht nicht vereinzelt und wurzellos zwischen den Trachydoleriten da, seine *Fortsetzung in die Tiefe weist*, wie dies durch die Angaben bestätigt wird, *ein sehr bedeutendes Ausmass auf*. Doch auch das Oberflächenvorkommen des Phonoliths von Somló—Dobogó dürfte wahrscheinlich

viel ausgedehnter gewesen sein, wie Untersuchungen an der nördlichen Seite des Dobogó ergaben. All dies bekräftigt die Ansicht von *E. Vadász*, dass sowohl der Somló als auch der Kövestető nicht Lakkolith, sondern ein weit ausgebreitetes subvulkanes Gestein gewesen sein dürfte.

Der Vulkanismus des Phonoliths hängt mit dem Trachydolerit nicht nur mineralogisch, sondern auch geologisch eng zusammen. In den Aufschliessungen der Grube folgt der Phonolith und der Trachydolerit lagergangartig unmittelbar nebeneinander, was klar beweist, dass beide das Differentiationsprodukt ein und desselben Gesteinsbildungsprozesses sind.

Die Differentiationsprozesse des Gesteins stehen mit der Tektonik des Gebirges in engstem Zusammenhang. Die lagergangartige Ausbildung des auf verschiedener Differentiationsstufe stehenden Lavamaterials wurde durch tektonische Bewegungen wesentlich gefördert.

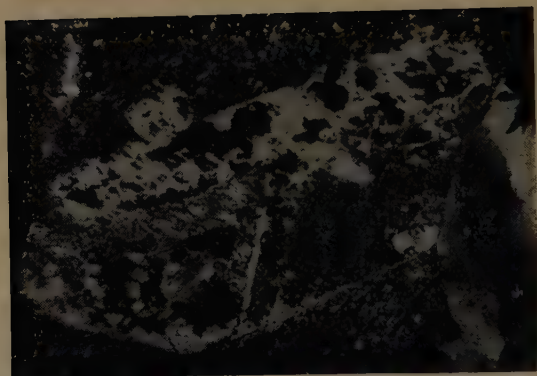
Auf Grund der bisherigen Kenntnisse wurde der aus der unteren Kreide stammende Vulkanismus des Mecsekgebirges als ein Prozess angesehen, der den Vulkanismus der Karpaten einleitete und Gesteine von ophiolithischem Charakter zustande brachte. Die so entstandenen vulkanischen Gesteine weichen durch ihren Alkalicharakter von den magmatischen Gesteinen des das Mecsekgebirge umgebenden Grundgebirges ab. Neuere Forschungen wiesen jedoch darauf hin, dass auch der Granit des Mecsekgebirges einen ausgesprochenen Alkalicharakter aufweist, ja, dass es sogar nicht ausgeschlossen ist, dass der von Prof. *B. Mauritz* in der letzten Zeit beschriebene Bostonit von ausgesprochenem Alkalicharakter mit dem Granit in einem genetischen Zusammenhang steht. Dies lässt jedoch die Folgerung zu, dass der Phonolith und Trachydolerit der unteren Kreide durch eine Neubelebung des ursprünglichen Magmazentrums entstanden sind.

Analysenergebnisse der magmatischen Gesteine des Mecsekgebirges

Fundort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	$\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} -$	CO ₂	Oxy- dations grad	Analy- tiker
<i>Trachydolerit</i>															
1. Eingang zum Singödör, Magyaragregy	44,11	4,07	12,12	3,52	9,93	0,20	10,55	10,80	2,80	0,71	0,33	0,50		0,71	Mauritz
2. Márvári-Tal	42,75	3,45	14,41	5,88	6,38	0,11	7,56	11,50	3,17	1,58	0,54	3,0		1,84	Mauritz
3. Jánosipusztá (südlicher Graben)	44,65	3,10	10,96	3,69	8,96	0,10	12,75	11,57	1,95	0,27	0,41	1,74		0,82	Mauritz
4. Lantos-Tal (dunkel, porphyrisch)	40,98	3,32	12,96	2,12	6,34	0,14	12,73	11,87	2,31	0,49	0,46	3,35	2,53	0,67	Takáts
5. Lantos-Tal (kleinkörnig)	41,47	4,29	12,88	9,53	4,84	0,14	7,69	9,30	2,96	0,55	0,84	4,42	1,62	3,93	Takáts
11. Komlóer Grube, V. Hor. d. südl. Hpt- querstollens	45,33	2,77	15,03	4,03	5,94	0,09	6,65	6,51	6,06	1,86	0,20	4,03	0,32	1,35	S. Nemes
6. Jánosipusztá (nördlicher Graben)	42,28	4,48	15,58	6,18	8,77	0,22	4,88	9,95	2,42	0,28	0,55	4,02	0,20	1,41	Mauritz
7. Hidasi-Tal (Nebengraben)	44,93	2,74	17,65	5,06	5,65	0,20	3,65	5,64	6,23	1,33	1,11	5,69		1,79	Mauritz
8. Hosszúhetény, Gemeindegrube	47,08	2,22	17,26	4,98	6,72	0,40	2,68	7,37	5,89	1,47	0,56	3,31		1,48	Mauritz
9. Komló (zum Ventilator führender Graben)	49,65	1,54	18,67	1,96	6,49	0,20	2,01	4,69	6,62	2,44	0,20	5,36		0,60	Mauritz
10. Komló (vom Luftschacht nach N zie- hendes Tal)	50,00	0,88	18,80	2,85	4,85	0,14	1,82	4,15	6,68	3,45	0,34	5,01	0,89	1,19	Brugger
12. Viganvár	49,61	0,55	16,43	6,53	5,11		2,78	5,62	5,81	1,81		4,18	0,51	2,55	Emszt
13. Komlóer Grube, nördlicher Haupt- luftstollen	45,12	2,38	17,43	2,19	6,28	0,10	2,34	6,06	4,32	1,07	0,43	7,85	0,78	3,62	S. Nemes
14. Komlóer Grube, aus dem Kohlenkon- takt des nördlichen Hauptluftstoll.	58,35	2,65	12,08	2,58	4,44	0,09	0,93	4,07	5,34	0,30	0,40	3,97	0,28	3,78	S. Nemes
<i>Phonolith</i>															
15. Somló-tető	56,67		19,64	3,45	0,86	0,06	0,02	1,25	10,08	4,07	0,03	3,66	Sp.	8,02	Mauritz
16. Somló-Dobogókő	57,75	0,71	19,50	2,65	3,12	0,22	0,10	1,71	7,11	4,86		2,68		1,69	Emszt
17. Kövesd-tető	58,43	Sp.	19,82	2,74	1,16	0,08	0,02	1,08	9,70	4,09	0,02	2,39	Sp.	4,72	Mauritz
18. Kis-Kövesd	58,97	0,61	20,18	2,18	1,51	0,55	0,12	1,02	8,45	4,28		2,32		2,89	Emszt
19. Komlóer Grube, V. Horizont des südl. Hauptquerstollens	57,60	0,37	15,84	0,93	4,60	0,12	1,16	3,04	5,41	3,30	0,10	4,73	2,67	0,40	S. Nemes

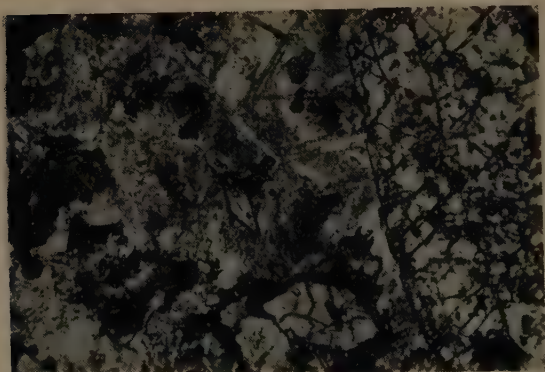
Molekularnormen der magmatischen Gesteine des Mecsekgebirges

Fundort	Or	Ab	An	Ne	Ac	Wo	En	Hy	Bi	Fo		Mt	Ru	Q
										al	al			
Trachydolerit														
1. Eingang zum Singödör, Magyaregregy	4,0	13,6	19,0	7,2	—	14,3	12,0	—	—	13,2	10,1	3,7	2,9	—
2. Márévári-Tal	9,8	11,2	20,9	11,1	—	15,3	18,0	—	—	10,2	4,6	6,4	2,5	—
3. Jánosipuszta (südlicher Graben)	1,7	15,0	20,5	1,6	—	14,8	21,2	—	—	10,5	8,7	3,8	2,2	—
4. Lantos-Tal (dunkel, porphyrisch)	3,0	13,7	25,5	4,2	—	14,9	14,8	—	—	22,3	6,9	2,3	2,4	—
5. Lantos-Tal (kleinkörnig)	3,3	26,7	22,1	1,2	—	11,2	11,2	—	—	8,9	1,4	10,7	3,3	—
11. Komlóer Grube, V. Hor. d. südl. Hpt- querstollens	11,6	18,5	8,4	22,8	—	10,0	12,0	—	—	5,3	5,1	4,3	2,0	—
6. Jánosipuszta (nördlicher Graben)	1,8	23,7	33,5	—	—	8,0	8,0	6,8	—	5,0	2,6	7,2	3,4	—
7. Hidas-Tal (Nebengraben)	6,5	30,8	17,2	17,0	—	5,1	8,0	—	3,2	0,2	4,3	5,7	2,0	—
8. Hosszúhetény, Gemeindegrube	7,0	32,8	17,2	13,3	—	8,4	5,3	—	3,2	—	5,8	5,4	1,6	—
9. Komló (zum Ventilator führender Gra- ben)	13,0	35,8	14,7	15,6	—	3,9	3,5	—	3,2	—	7,1	2,1	1,1	—
10. Komló (vom Luftschaft nach N zie- hendes Tal)	19,5	33,1	11,0	17,8	—	4,2	2,2	—	4,0	—	4,6	3,0	0,6	—
12. Viganvár	11,1	43,6	14,2	7,0	—	6,0	6,0	1,3	—	1,5	1,5	7,4	0,4	—
13. Komlóer Grube, nördlicher Hauptluft- stollen	7,0	43,7	27,6	0,9	—	2,8	2,8	—	—	3,7	7,1	2,7	1,9	—
14. Komlóer Grube, aus dem Kohlenkontakt des nördlichen Hauptluftstollens	1,7	53,2	9,4	—	—	5,3	2,4	—	—	0,4	4,4	3,0	2,0	18,2 verkieselt
Phonolith														
15. Somló-tető	23,6	43,0	—	23,6	5,6	2,4	—	—	—	—	0,3	1,5	—	—
16. Somló-Dobogókő	28,7	49,6	6,8	8,3	—	0,5	0,3	—	—	—	2,5	2,8	0,5	—
17. Kövesd-tető	24,8	52,6	5,0	12,7	0,8	—	0,4	—	—	—	1,5	1,8	—	—
18. Kis-Kövesd	23,7	44,0	3,4	19,3	7,4	0,8	—	—	—	—	1,4	—	0,4	—
19. Komlóer Grube, V. Horizont des südl. Hauptquerstollens	21,0	52,0	9,8	—	—	2,4	3,6	—	—	—	5,4	1,0	0,3	4,5 verkieselt



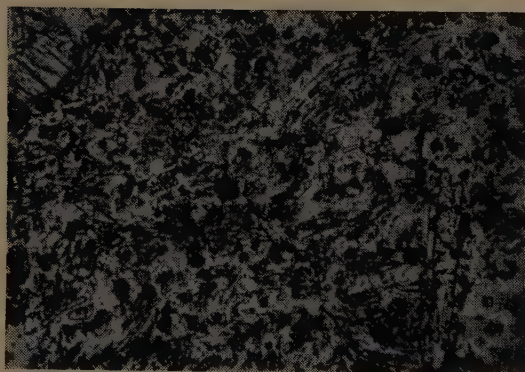
Mikroskopaufnahme Nr. 1

Typenmässiger Trachydolerit. 40fache Vergrösserung + Nik. Komlóer Grube, nördlicher Hauptluftstollen des V. Horizontes, unmittelbar vom Kohlenkontakt. Das beim Kontakt aus dem Kalziumgehalt des porphyrischen Plagioklases entstehende CO_2 bildet Kalzit.



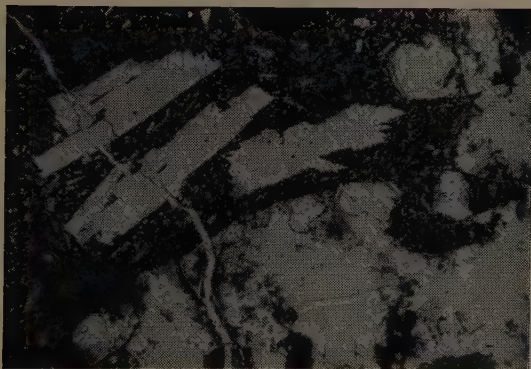
Mikroskopaufnahme Nr. 2

Basaltischer Trachydolerit von Camptonitcharakter. 80fache Vergrösserung. || Nik. Komlóer Grube, südlicher Hauptquerstollen des V. Horizontes. Die zahlreichen und grossen, farbigen, porphyrischen Gemengteile verleihen dem Gestein einen an Camptonit erinnernden Charakter. Auf der rechten Seite des Bildes befindet sich ein mehrere mm grosser Augit, im unteren Teile des Bildes automorpher Olivin mit serpentinartigem Netz, links und in der Mitte braune Amphibole. Die im Grundmaterial intersertal angeordneten Feldspatleisten und kleinen Apatitnadeln sind gut sichtbar.



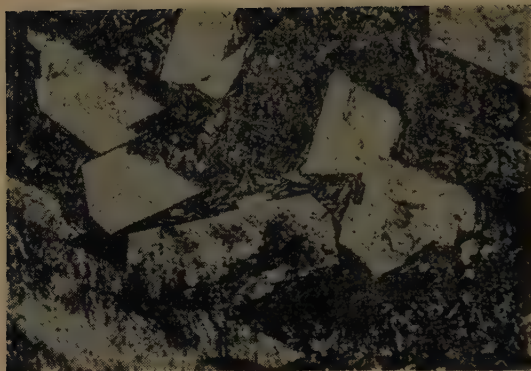
Mikroskopaufnahme Nr. 3

Basaltischer Trachydolerit. 80fache Vergrößerung. || Nik. Unterer Teil des Márévári-Tales. Im intersertalen Grundmaterial ist in der linken oberen Ecke des Bildes Titanagit erkennbar, während der im rechten unteren Teil befindliche Hohlraum mit Kalzedon gefüllt ist.



Mikroskopaufnahme Nr. 4

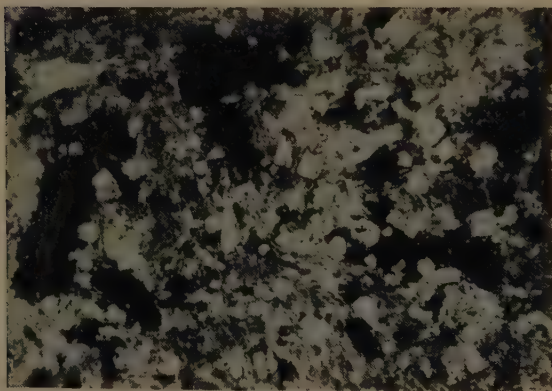
Basaltischer Trachydolerit. 40fache Vergrößerung. || Nik. Oberer Teil des Singödör-Tales. Im pyrotauxitischen Grundmaterial sind im linken oberen Teil des Bildes leistenförmige Plagioklase, im rechten unteren Teil zu Serpentin gewordene Olivineinsprenglinge zu sehen.



Mikroskopaufnahme Nr. 5

Typenmässiger Trachydolerit (von porphyrischem Diabas-Charakter). 40fache Vergrösserung. || Nik.

Aus der Bergelehne östlich von Magyaregregy. Im trachitoiden Grundmaterial sind grosse, makro-porphyrische, kaolinisierte Plagioklastafeln zu erkennen.



Mikroskopaufnahme Nr. 6

Phonolith (von nephelitoide Textur). 80fache Vergrösserung. || Nik.

Im Grundmaterial fallen besonders die sechseckigen und weissen ziegelförmigen Querschnitte des Nephelins auf. Unter den porphyrischen Gemengteilen dominieren die grünen (auf dem Bilde schwarzen) Kristallen und Anhäufungen des Ägirins.

Werte nach Niggli und Basen der magmatischen Gesteine des Mecsekgebirges

Fundort	al	fm	e	alk	si	ti	p	h	k	mg	qz	L	M	Q	π	γ	Kp	Ne	CaI	Cs	Ns	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	
<i>Trachydolerit</i>																											
1. Eingang zum Singödör, Magyareregry	14,5	55,5	23,5	6,5	90,0	6,26	0,28	3,0	0,14	0,59	— 36,0	29,1	51,5	19,4	0,3918	0,2052	2,4	15,3	11,4	10,7		22,2	12,0	3,7	2,9	19,4	
2. Márévári-Tal	18,5	46	26,5	9	93	5,62	0,50	23,0	0,25	0,54	— 43,0	36,3	44,4	19,3	0,3471	0,2590	5,9	17,8	12,6	11,5		16,2	7,8	6,4	2,5	19,3	
3. Jánosipusztá	13,0	58,5	24,5	4,0	88	4,61	0,35	20,0	0,08	0,08	— 28,0	23,9	54,1	22,0	0,5146	0,2052	1,0	10,6	12,3	11,1		26,4	10,6	3,8	2,2	22,0	
4. Lantos-Tal (dunkel, porphyrisch) ..	15,57	53,25	25,97	5,21	83,67	5,08	0,39	22,80	0,12	0,73	— 37,17	29,5	51,0	19,5	0,4092	0,1810	1,8	12,4	15,3	11,2		27,1	8,0	2,3	2,4	19,5	
5. Lantos-Tal (kleinkörnig)	17,39	52,39	22,86	7,36	95,14	7,38	0,81	33,81	0,11	0,51	— 34,3	32,5	46,4	21,1	0,5186	0,2196	2,0	17,2	13,3	8,4		17,3	6,7	10,7	3,3	21,1	
11. Komlóer Grube, V. Hor. d. süd. Hptquerstoll.	21,62	43,97	17,06	17,35	110,7	5	0,15	46,04	0,17	0,55	— 19,42	45,9	35,3	18,8	0,1077	0,2771	7,0	33,9	5	7,5		14,3	7,2	4,3	2	18,8	
6. Jánosipusztá (nördlicher Graben) .	22	46,5	25,5	6,0	101	8,04	0,56	42,00	0,07	0,38	— 23,0	35,4	38,9	25,7	0,5678	0,1542	1,1	14,2	20,1	6,0		11,0	11,3	7,2	3,4	25,7	
7. Hidasi-Tal (Nebengraben)	27,5	38,0	16,0	18,5	120	5,48	1,25	53,0	0,12	0,39	— 54	51,0	26,6	22,4	0,2020	0,1429	5,1	35,6	10,3	3,8		8,0	7,1	5,7	2,0	22,4	
8. Hosszúhetény, Gemeindegrube ...	26,5	35,5	20,5	17,5	123	4,3	0,61	30,0	0,14	0,29	— 47,0	48,6	27,6	23,8	0,2119	0,2283	5,4	32,9	10,3	6,3		5,8	8,5	5,4	1,6	23,8	
9. Komló (zum Ventilator führender. Graben	32,0	29,5	15,0	23,5	146	3,4	0,25	55,0	0,20	0,30	— 48,0	54,8	18,6	26,6	0,1606	0,1559	9,0	37,0	8,8	2,9		4,4	8,1	2,1	1,1	26,6	
10. Komló (vom Luftschacht nach N zie- hendes Tal)	33,0	27,0	14,0	26,0	150	1,98	0,36	117,0	0,26	0,30	— 54,0	57,4	16,7	25,9	0,1150	0,1860	13,2	37,6	6,6	3,1		3,9	6,1	3,0	0,6	25,9	
12. Viganvár	27	37	17	19	139	1,16	—	41,0	0,17	0,31	— 39	48,3	24,5	27,2	0,1760	0,1837	6,7	33,1	8,5	4,5		6,0	6,2	7,4	0,4	27,2	
13. Komlóer Grube, nördlicher Haupt- luftstollen	31,51	32,83	20,38	15,28	141,7	5,66	0,54	90,38	0,14	0,33	— 59,4	47,8	20,7	31,5	0,3472	0,1135	4,2	27,0	16,6	2,1		5,6	8,4	2,7	1,9	31,5	
14. Komlóer Grube, aus dem Kohlen- kontakt des nördlichen Hauptluft- stollens	29,81	29,78	18,27	22,34	243,5	8,27	0,75	59,12	0,05	0,17	+ 54,0	39,6	17,1	43,3	0,1414	0,2339	1,1	32,9	5,6	4,0		2,2	5,9	3,0	2,0	44,2	
<i>Phonolith</i>																											
15. Somló-tető	40,5	12,0	4,5	43	198	—	0,04	42,85	0,21	0,01	— 66	63,6	8,6	27,8	0,0000	0,2093	14,2	49,4	—	1,8	2,1	—	1,1	3,6	—	27,8	
16. Somló-Dobogókő	40,5	17,5	6,5	35,5	205	1,89	—	31,5	0,31	0,03	— 37	58,6	7,8	32,6	0,0716	0,0513	17,2	38,2	4,2	0,4	—	0,2	3,9	2,8	0,5	32,6	
17. Kövesd-tető	42	11	4	43	209	—	0,02	28,6	0,22	0,01	— 60	61,9	7,6	30,5	0,0323	0,079	14,2	45,7	2,0	0,6	2,8	—	1,4	2,8	—	30,5	
18. Kis-Kövesd	43	13	4	40	215	1,66	—	28,0	0,25	0,05	— 45	62,0	5,8	32,2	0,0484	0,000	14,9	44,1	3,5	—	0,3	0,3	2,4	2,4	0,4	32,2	
19. Komlóer Grube, V. Horizont des südl. Hauptquerstollens	35,39	24,43	12,33	27,85	219	1,14	0,23	57,31	0,29	0,27	+ 7,60	49,7	11,8	38,5	0,1187	0,1525	12,6	31,2	5,9	1,8	—	2,7	5,9	1,0	0,3	38,5	

SCHRIFTTUM

1. *Földvári A.-Szalay S.*: A Mecsek hegység rádióaktív anyagainak geokémiája (Geochemie der radioaktiven Stoffe des Mecsekgebirges). M. Tud. Akad. Közl. 1951.
2. *Mauritz B.*: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei (Die eruptiven Gesteine des Mecsekgebirges). M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXI. 151. 1913.
3. *Mauritz B.*: A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben (Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteinen von Ditró und des Mecsekgebirges). Mat. Term. Tud. Értesítő, XLI. 241. 1925.
4. *Noszky J.*: Bányaföldtani jelentései (Grubengeologische Berichte). Noch nicht im Druck erschienen.
5. *Petrascheck, W.-Petrascheck, W. E.*: Lagerstättenlehre, 317. 1950.
6. *Szádeczky-Kardoss E.*: A geokémia egy új tételéről (Ein neuer Satz der Geochemie). M. Tud. Akad. Közl. 1951.
7. *Takáts T.*: Essexit a Mecsek hegységből (Essexit aus dem Mecsekgebirge). Mat. Term. Tud. Értesítő, L. 617. 1933.
8. *Vadász E.*: A Mecsek hegység (Das Mecsekgebirge) 1—148. 1935.
9. *Wein Gy.*: Új kutatási eredmények a komlói bányából (Neue Forschungsergebnisse aus der Komlóer Grube). Noch nicht im Druck erschienen.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Steinkohlenkomplex von Komló (Mecsekgebirge, Ungarn) können die Spuren einer starken vulkanischen Tätigkeit beobachtet werden. Der Vulkanismus der Hauterivien-Stufe der unteren Kreide brachte dominierend Trachydolerit und in kleineren Mengen Phonolith hervor. Die umgewandelten Gesteine des Komlóer Kohlenbergwerks stehen mit den gleich alten, sehr verschiedenen und stark differenzierten Gesteinen an der Oberfläche des Mecsekgebirges in engstem Zusammenhang. Sämtliche Typen der an der Oberfläche anzutreffenden vulkanischen Gesteine sind auch im Kohlenbergwerk vorhanden.

Die durch das durchbrechende vulkanische Gestein erzeugte Erwärmung ruft im Steinkohlenkomplex einen ähnlichen Vorgang hervor, wie ihn die Inkohlung darstellt. An den Kontakten entsteht ein Naturkokssaum in der Breite von einigen Zentimetern. Besonders interessant ist die Wirkung der Steinkohle auf die Kristallisation des magmatischen Gesteins. An den Kontakten wird das vulkanische Gestein stets weiss, verhärtet sich, und es häufen sich in ihm Pyrit und Kalzit in bedeutenden Mengen an. Auch seine chemische Zusammensetzung verändert sich, sein SiO_2 - und S-Gehalt nimmt nämlich wesentlich zu, während sich sein Gehalt an Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O und H_2O verringert.

Dieses Phänomen, nämlich die Wirkung der Kohle auf das Gestein, kann folgenderweise gedeutet werden: bei der anfänglichen Erwärmung entweichen aus der Steinkohle bedeutende Mengen von H_2O , CO_2 , schwefelhaltigen Gasen und anderen flüchtigen Bestandteilen. Diese zersetzen die porphyrischen Gemengteile des in Kristallisation befindlichen vulkanischen Gesteins: die farbigen Silikate und Feldspate. Auf die Wirkung von CO_2 entstehen Alkali- und andere Karbonate, und das sich aus den zersetzten Silikaten bildende SiO_2 verkieselt das Gestein. Schliesslich verschwinden die farbigen Silikate vollständig. Die porphyrischen Plagioklase werden allmählich durch den Kalzit verdrängt. Der Schwefel bildet mit dem Fe-Gehalt der farbigen Gemengteile Pyrit. Die zunehmende Erwärmung steigert die Wechselwirkung. Der über der kritischen Temperatur befindliche Wasserdampf, der sich aus der Steinkohle bildet, übt auf das in Kristallisation begriffene Gestein eine stark auslaugende Wirkung aus. Dies verursacht einen bedeutenden Verlust der Menge der obenerwähnten Alkali- und anderen Karbonaten, wodurch eine verhältnismässig starke Zunahme der Kieselsäure hervorgerufen wird.

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В КОМПЛЕКСЕ КАМЕННОГО УГЛЯ В РАЙОНЕ КОМЛО

В. Секи-Фукс

Резюме

В шахте им. Кошута на IV, V, и VI горизонте комплекса каменного угля, залегающего в районе Комло и на различных бурениях в Вашаш и Комло, были найдены слои значительной деятельности магмы. Эта деятельность образовала, главным образом, трахидолерит, и в меньшем количестве фонолит. Аналогичные породы на поверхности гор Мечек залегают очень разнообразно и сильно дифференцировано, еще более это относится к сильно преобразованным породам шахты.

Минералогический и химический состав этих пород во многих случаях свидетельствует о происхождении от действий, отличных от действий магмы и происходящих из внешней среды, которые частично препятствовали нормальному течению процесса образования пород, а частично сильно преобразовали эти породы. При действиях среды особенно значительным является влияние следующих двух факторов:

1. Глубина, т. е. давление комплекса пластов, залегающих над образующимися пластами.

2. Перобразующее влияние комплекса угля на магматические породы, главным образом на контактах.

Породы этой шахты особенно подходят для исследования этого фактора, которому до сего времени не придавали особого значения. Коксирующее влияние трахидолерита и фонолита на комплексы угля нам также известны из практики.

DIE BASISCHE MAGMATISCHE MASSE DES BÜKKGEBIRGES

Von

ZS. SZENTPÉTERY

Naturhistorisches Museum, Budapest

Eingegangen am 4. XII. 1951

Diese Masse aus ofiolitischem Diabas und Gabbro befindet sich im nördlich von Eger liegenden Teil des Bükkgebirges, zwischen den Gemeinden Monosbél, Szarvaskő und Felsőtárkány.

Das Gebiet, das an der Oberfläche bloss im grossen und ganzen zusammenhängt, wird durch den Egerbach und seine Nebengewässer (Csehi-, Rocska-, Ujhatár-, Berva- und Mészköbach), ferner durch zahlreiche Steinbrüche abgeschlossen.

Die ganze Masse — samt den kleineren Vorkommen — ist das Ergebnis von zusammenhängendem Magmatismus. Das empordringende Magma hat die Triasablagerung stellenweise ganz durchbrochen, ist hie und da, auf dem Homonnatető, dem Rocska-, Keselyőberg usw., als Lava an die Oberfläche geflossen, grösstenteils aber in der Tiefe geblieben. Die Ausdehnung der Intrusivmasse wird von einer Reihe grösserer oder kleinerer Gesteinsgänge gekennzeichnet, die vorwiegend am Ost- und Westflügel vorkommen, ausserdem im Norden in der Gegend des Peskő und Hegyeskő, im Süden auf dem Sósányabérc, in der Umgebung des Almártals und auf dem Laposendre.

Das genaue Alter der magmatischen Tätigkeit ist unbekannt. Sie ist gewiss jünger als die Trias, doch älter als die hier vorkommenden Triasablagerungen. *Schröter* hält es für möglich, dass das Empordringen des Magmas zwischen der oberen und unteren Kreide erfolgt ist. Trotz aller Ähnlichkeit stimmen die in Rede stehenden Diabase nicht mit den Diabasen des Siebenbürgischen Erzgebirges (M \bar{t} i Metallici Apuseni) und des Dröcsagebirges (M \bar{t} i Drocea) überein, sondern mit denen des Nagyhagymáser Gebirges (M \bar{t} i Hăghimas-Gherghiu), als deren Alter von *E. Vadász* die Kreide festgestellt worden ist. Auf die Initialintrusion des Orogens hat bereits *G. Pantó* hingewiesen.

Die Eruptivmasse ist grossenteils unter dem Schutz der Sedimentdecke oder des an die Oberfläche geflossenen Magmas festgeworden. Sowohl unter der Diabas- als auch der Ablagerungsdecke sind körnige Gabbroidgesteine zu finden; Spilitdiabas und Diabasporphyrer kommen nur in den höheren Teilen der Masse vor. Das Vorkommen der Gesteine mit fast Intrusionsstruktur in höheren Niveaus lässt sich durch eine gewisse Erwärmung der Deckablagerung und durch die grosse Basizität des Magmas erklären.

Das empordringende Magma erstarrte nicht als einheitliche Masse, sondern in mehreren Teilen, unter denen sich auch kleinere befanden; dadurch wurde die Entwicklung der Gesteine stark beeinflusst. Zwischen den empordringenden Teilen blieben sehr viele Sedimentreste. Diese Zerteilung der Magmamasse hatte natürlich höchst verschiedene physiko-chemische Verhältnisse zur Folge. An Stellen von verschiedener Grösse, in der Gegenwart einer verschiedenen Menge mineralbildender Stoffe entstanden selbst bei gleicher oder nur wenig verschiedener chemischer Zusammensetzung verschiedene Mineralassoziationen. Es waren besonders die femischen Silikate, die sich mannigfaltig entwickelten.

Die völlige Erstarrung der umfangreicheren Magmateile dauerte längere Zeit, und das ermöglichte einen vollkommeneren Stoffwechsel. Dies ist die Ursache, dass der im Südteil allgemein verbreitete Olivin in der Hauptgabbromasse (Tal des Ujhatárbaches) zumeist bloss als Rest nachweisbar ist. In den grösseren Magmateilen trat nämlich der früh ausscheidende Olivin in Reaktion mit dem Magmarest und wandelte sich in ein anderes femisches Mineral um. (Eine ähnliche Erscheinung hat auch *Kupletskij* im Zusammenhang mit dem Gabbro der Kolahalbinsel beschrieben.) Es muss dabei noch in Betracht gezogen werden, dass das Magma an verschiedenen Stellen zwischen verschiedenen zusammengesetzte Ablagerungen geraten ist. Daher bildeten sich Teilmagmas mit verschiedener Spaltfähigkeit, verschiedener Erstarrungsgeschwindigkeit und verschiedenem Kristallisationsvermögen, und aus diesen Teilmagmas entstanden dann eine ganze Reihe verschiedener Gesteine.

Der Deckdiabas sowie der aus ihm sich unmittelbar entwickelnde körnige Diabas sind im allgemeinen saurer als die darunter folgenden Gabbros. Dass die tiefer liegenden Teile des Eruptivkörpers reich an femischen Silikaten und Eisenerz sind, lässt sich durch Annahme der Gravitationsdifferentiation erklären. Die Titansäure hat sich vorwiegend ebenfalls in den basischeren Teilen angesammelt. Dementsprechend sind die oberen Teile reicher an Kieselsäure und Alkalien, indes ärmer an Fe-, Mg- und Ti-haltigen Stoffen.

An einzelnen Stellen lässt sich ausser der Gravitationsdifferentiation, bei der der Übergang zwischen den einzelnen magmatischen Produkten ein allmählicher ist, auch likvationsähnliche Entmischung nachweisen, wobei die einzelnen Produkte scharf gegeneinander abgegrenzt sind. An diesen Stellen ist keine Einwirkung von Gasen (F, B usw.) zu beobachten, folglich kann nur an die von *Grigorjev* hervorgehobene Rolle des Druckes gedacht werden. Etwas westwärts, am oberen Teil des Majorárok, konnte ich bereits auch die Einwirkung von Mineralisatoren beobachten (Turmalin). Demnach bestehen die von *Grigorjev* geforderten Bedingungen in beiden Fällen. Nach seiner Ansicht sind die komplizierten Silikatsysteme nur dann likvationsfähig, wenn sie F, B, Sulfurtrioxid oder Wasserdampf in entsprechender Menge enthalten. Am wichtigsten von diesen ist F. Die Hälfte des F bleibt in der Schmelze und tritt

an die Stelle der Hydroxylgruppen des sich kristallisierenden Minerals, hauptsächlich des Biotits und Amphibols. Enthält die Schmelze nicht genug F, so erfolgt die Likvation bloss unter starkem Druck.

Dennoch ist die grosse Mannigfaltigkeit der magmatischen Masse nicht auf Gravitations- und Likvationsdifferentiation zurückzuführen, sondern auf die örtliche Ansammlung der femischen Bestandteile, auf schlierige und hysterogenetisch-schlierige Entmischung. Die basischen Bestandteile sammeln sich verschiedenartig, doch vornehmlich an den Rändern an. Die basischen Ausscheidungen des Vashányaberges bekräftigen das *Soret'sche* Gesetz, laut dessen die basischen Bestandteile des Magmas nach der Abkühlungsfläche hin diffundieren. Im Ujhatárbach, am oberen Teil der Siroklápa, verhält sich die Sache ebenso. Die Ausdehnung des eisenerzreichen Peridotits des Vashányaberges ist von *A. Vendl* auf Grund der vorgenommenen Bohrungen genau beschrieben worden.

Die schlierige Entmischung ist keine allgemeine Erscheinung, sie ist aber ziemlich häufig, besonders in den Gabbros; ausserdem kommt sie auch im Gabbrodiabas und im ultrabasischen Rand vor. In der späteren Periode der Erstarrung entstanden aus den mineralisatorreichen Magmaresten hysterogenetische Schlieren. Diese weisen einen noch höheren Grad der Differentiation auf als die Schlieren. Die äussersten Differentiationsprodukte sind freilich die Gesteine der echten Gänge. Diese Gänge durchschneiden nicht nur die Schlieren, sondern sogar die Schliergänge. Sie bestehen grösstenteils aus saurem Stoff. Ihre Richtungen kreuzen die im grossen und ganzen nordost-südwestlich verlaufende orogenetische Hauptlinie der Gegend in verschiedenem Winkel.

Sehr verschiedene Gesteine entstanden auch durch Berührung mit den Ablagerungen. Besonders stark war die Umwandlung des Sandsteins (Vashányaberg und Umgebung). Gute Beispiele für die Endogen- und Exogenkontaktwirkungen finden sich auch in den Steingruben des Egertals.

Infolge der beschriebenen Verhältnisse bildete sich aus dem verhältnismässig basischen Natrongabbroidmagma eine lange Reihe von Gesteinen. Die herrschenden Gesteintypen sind Diabas und Gabbro (in sehr viel Arten), ausserdem spielen auch die Ultrabasitarten (Peridotit und Pyroxenit) eine ziemlich bedeutende Rolle. Amphibololit kommt nur spärlich vor. Die Gesteine der Schlieren und Gänge sind: Albitquarzit, Granit, Quarzdiorit, Diorit, Dioritgabbro, Gabbrodiorit, Gabbrodiabas, Pikritdiabas, Melaphyr. Am wichtigsten von ihnen sind Gabbrodiorit und Gabbrodiabas. Bezeichnend sind die aplitischen, pegmatitischen und granitporphyrischen Arten des Gabbros, Gabbrodiorits, Diorits, Quarzdiorits und Granits, eine lange Reihe von Plagioklasitgesteinen, schliesslich die Quarzite. Die vielen Diabasgänge rechne ich nicht zu den basischen Gängen; ich habe ihre Gesteine unter die Diabase eingereiht. Es kommen aber auch echte basische Ganggesteine vor (Spessartit, Odinit und Garewait), allerdings in sehr kleiner Zahl.

Die Mineralien der Gesteine: salisches Mineral ist vorwiegend der verschieden zusammengesetzte Plagioklas, sehr selten Quarz; herrschende femische Silikate sind der Pyroxen (Augit, Titanaugit, Hypersten, Bronzit, Diopsid), Amphibol (brauner Amphibol, basaltiger Amphibol usw.), seltener Biotit und Olivin; das Eisenerz ist grösserenteils Ilmenit, in bedeutend geringerer Menge Magnetit.

Abgesehen von den Analysen der Quarzite, Endogenkontaktgesteine, Amphibole und Erzschnuren, stehen mir von den obenangeführten Gesteinen insgesamt 101 Analysen zur Verfügung; sie wurden — grösstenteils an dem von mir gesammelten Material — hauptsächlich von K. Emszt und Ö. Polner ausgeführt. Ich habe Analysen der Übersichtlichkeit halber in grössere Gruppen vereinigt, der Einfachheit halber unter die Diabase auch den nahe verwandten Melaphyr, Pikritdiabas und Spessartit eingereiht.

	Saure Schlieren, Gänge 34 Anal.	Diabase 19 Anal.	Gabbros 9 Anal.	Tilait 6 Anal.	Ultrabasite 32 Anal.
SiO ₂	60,06	48,00	42,44	39,08	34,04
TiO ₂	1,43	2,21	5,19	4,01	8,74
Al ₂ O ₃	16,60	15,18	15,82	9,36	4,94
Fe ₂ O ₃	2,01	3,34	5,03	5,38	8,80
FeO	4,86	9,71	11,73	19,31	20,31
MnO	0,09	0,14	0,24	0,28	0,52
MgO	1,53	5,90	5,62	9,32	11,02
CaO	5,40	9,10	9,59	8,49	8,58
Na ₂ O	5,79	3,46	2,27	1,91	1,09
K ₂ O	0,20	0,20	0,11	0,24	0,12
P ₂ O ₅	0,39	0,15	0,17	0,29	0,10
H ₂ O	1,37	2,20	1,51	1,47	1,01
H ₂ O-	0,25	0,27	0,16	0,15	0,31
Sonst.	0,06	0,04	0,04	0,05	0,08
	100,04	99,99	99,92	99,94	99,99

Aus den Analysen ist ersichtlich, dass mit Abnahme des Kieselsäuregehalts die Menge des Al-Oxids und der Alkalien ebenfalls abnimmt, die Summe der Magnesium- und Eisenoxide hingegen wächst. Die Titansäure ist an die femischen Bestandteile gebunden, mit Zunahme der letzteren vermehrt sich also auch die Menge der Titansäure. Bezeichnend sind überhaupt einerseits der grosse Natron- und Titansäure- sowie ziemlich grosse Eisenoxidgehalt,

anderseits der höchst geringe Kali- und ziemlich geringe Magnesiagehalt. Und das ist ausgesprochener Gesteinsprovinzcharakter. Die Summe der Titan- und Eisenoxide ist in den sauren magmatischen Entmischungsprodukten (Skizoliten) ca. 11%, in den Ultrabasiten ca. 38%. Natürlich ist die auffallend grosse Menge Titansäure nicht gänzlich an die Eisenerze gebunden; eine bedeutende Menge ist in den femischen Silikaten enthalten.

In den Analysen kommt die stark basische Eigenart des ursprünglichen Natrongabbroidmagmas deutlich zum Ausdruck. Als Folge dieser Eigenart bildeten sich selbst nach Abtrennung der bedeutenden Menge ultrabasischer Teile-Gesteine mit geringem Kieselsäuregehalt: Diabase und Gabbros.

Die Analyse (*Polner*) der Eisenerzschuren des Anorthositgabbros (1), bzw. Peridotits (2) brachte die folgenden Ergebnisse:

	1.	2.
SiO ₂	0,10	2,54
TiO ₂	32,20	41,34
Al ₂ O ₃	1,74	0,00
Fe ₂ O ₃	23,98	11,49
FeO	40,10	38,60
MnO	0,42	1,01
MgO	0,70	3,18
CaO	0,00	1,53
	99,24	99,64

Wenn man die in geringer Menge vorkommenden Bestandteile — mit Ausnahme von MnO — als Beimischungen ausser Betracht lässt und die Ergebnisse in 100 umrechnet, kommt man zu folgendem Resultat:

	1.	2.
Ilmenit	63%	81%
Magnetit	37%	19%

Der Gabbro enthält demnach rund zweimal, der Peridotit rund viermal soviel Ilmenit- als Magnetitmoleküle. Es muss aber in Betracht gezogen werden, dass ich anlässlich der mikroskopischen und erzmikroskopischen Untersuchungen kaum Magnetit gefunden habe, aus dessen Umwandlung kein titanhaltiges Mineral entstanden wäre; also ist der Magnetit, zumindest teilweise, titanhaltig. Dadurch wird das aus den Analysen berechnete Verhältnis des Magnetits zum Ilmenit ziemlich geändert.

Vorausgesetzt, dass sich die Scheidung des Eisens vom Titanit vorteilhaft ausführen lässt, könnte nicht nur der Eisenerzgehalt der Ultrabasite nutzbar gemacht werden, sondern auch der der Gabbros, da ja auch diese mehr als 22% Titaneisenerz enthalten. Der Titan selbst würde ebenfalls einen wertvollen Rohstoff abgeben. Die Ultrabasitmasse hat eine ziemlich grosse Ausdehnung. Neustens hat es sich herausgestellt, dass die eisenerzreichen Vorkommen des Majorárok organisch zu denen des Vashányaberges gehören und unter der Triasablagerungsdecke mit ihnen vielleicht sogar zusammenhängen.

SCHRIFTTUM

1. Pálffy M.: Földtani Közlöny. XL. 480—486. Budapest, 1910.
2. Schröter Z.: M. k. Földtani Intézet Évi Jelentése. 1912. 133. — 1913. 292—293. Budapest.
3. Vadász E.: M. k. Földtani Intézet Évi Jelentése. 1914. 253—254. Budapest.
4. Szentpétery Zs.: M. k. Földtani Intézet Évi Jelentése. 1917—1919. 75—88. Budapest.
5. Szentpétery Zs.: Acta Scient. I. p. 113—124. — III. p. 49—181. — VII. p. 1—7. Szeged.
6. Szentpétery—Emszt: Földtani Közlöny. LVI. 62—76. — LVIII. 109—114. — IX. 57—67. Budapest.
7. Szentpétery Zs.: Földtani Közlöny. LXV. 305—314. — LXXIII. 639—647. Budapest.
8. Szentpétery Zs.: Mat. Term. tud. Értesítő. 47. 432—465. — 49. 399—430. — 56. 1172—1212. — 57. 390—406. — 59. 245—258. Budapest.
9. Kupletskij, B.: Travaux d. l. Inst. Petr. p. 1. Acad. d. Sci. d. l. URSS. 2. p. 17—25. Leningrad. 1932.
10. Grigorjev, P.: Centralbl. f. Min. Geol. Pal. p. 242—254. Stuttgart. 1935.
11. Vendl A.: Mat. Term. tud. Értesítő. 58. 591—606.
12. Pantó—Vogl: M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve. XXXIX. 1—14. Budapest. 1950.

ZUSAMMENFASSUNG

Die ophiolithische, aus Diabas und Gabbro bestehende Gesteinsmasse, die sich im nördlich der Stadt Eger gelegenen Teil des Bükkgebirges, zwischen den Ortschaften Monosbél, Szarvaskő und Felsőtárkány befindet, ist das Ergebnis eines zusammenhängenden Magmatismus. Diese Magmatätigkeit scheint nach der Trias, doch vor den hier vorkommenden tertiären Sedimenten stattgefunden zu haben. Aus der grossen Alkalität des Magmas geht hervor, dass diese Tiefengesteine auch in höher gelegenen Schichten vorkommen. Die Differentiation der Magmamasse führte zu verschiedenen physikalisch-chemischen Verhältnissen. In den grösseren Magmateilen trat das früh ausscheidende Olivin mit den Magmaresten in Reaktion und wandelte sich zu anderen femischen Mineralien um. Der Reichtum der tieferen Teile der Magmamasse an femischen Silikaten und Eisenerzen kann durch die Annahme einer durch die Gravitation bedingten Absonderung erklärt werden. Ausser der infolge der Gravitation eingetretenen Absonderung kann an einzelnen Stellen auch eine likvationsartige Entmischung nachgewiesen werden, bei der die einzelnen Bildungen durch scharfe Grenzen voneinander getrennt werden, wobei hier an die von Grigorjev erwähnte Rolle des Druckes gedacht wird.

Die Verschiedenartigkeit der Magmamasse wurde aber nicht durch die infolge Gravitation und Likvation eingetretene Absonderung hervorgerufen, sondern durch die lokale Anhäufung und schlierenartige Vermengung von femischen Gemengteilen. Die basischen Gemengteile reichern sich hauptsächlich an den Rändern an, wodurch das Soretsche Gesetz bestätigt wird. Die Gesteine des Gebietes sind äusserst verschieden: Peridotit, Pyroxenit, Amphibolit, Albitquarzit, Granit, Quarzdiorit, Diorit, Dioritgabbro, Gabbrodiorit, Gabbrodiabas, Pikritdiabas, Melaphyr. Die mineralische Zusammensetzung der Gesteine besteht aus: Plagioklas, Pyroxen (Augit, Ti-Augit, Hypersten, Bronzit, Diopsid), Amphibol, Biotit, Olivin, Ilmenit, Magnetit. Von den Gesteinen wurden mehr als hundert chemische Analysen gemacht (vgl. die im Text befindliche Tabelle). In diesen Analysen kommt der stark basische Charakter der ursprünglich Na-gabbroiden Magmas gut zum Ausdruck. Im Gabbro sind ungefähr zweimal soviel, im Peridotit ungefähr viermal soviel Ilmenitmoleküle enthalten wie Magnetitmoleküle. Falls es gelingt, das Eisen rationell vom Titan zu trennen, so kann der Eisenerzgehalt nicht nur der Ultrabasite, sondern auch der Gabbros industriell ausgenutzt werden, da ja auch diese mehr als 22 Gewichtsprozent Titaneisenerz enthalten.

ОСНОВНАЯ ЭРУПТИВНАЯ МАССА ГОР БЮКК

Ж. Сентпетери

Резюме

Офиолито-образная масса, состоящая из диабаз и габбро и находящаяся в расположенной к северу от г. Эгер части гор Бюкк, между деревнями Моношбэл, Сарвашкё и Фельшётаркань, является результатом связанного магматизма. В связи с возрастом магматического действия автор установил, что оно моложе триаса, но старше находящихся здесь третичных осадков. Большая основность магмы объясняет тот факт, что эти горные породы с глубиной структурой также встречаются в более высоких горизонтах. Результатом разделенности магматической массы являются переменные физико-химические условия. В больших массах магмы выделившийся первым оливин вступил в реакцию с остаточными магмами и преобразовался в другой металлический минерал. Богатство более глубоких частей магматической массы металлическими силикатами и железной рудой объясняется допущением гравитационной дифференциации. Кроме гравитационной дифференциации в некоторых местах выявляется и ликвацио-образная дифференциация, при которой между отдельными образованиями находится резкая граница. Здесь можно сослаться на подчеркнутую Григорьевым роль давления.

Однако большое разнообразие магматической массы вызывается не гравитационной и ликвационной дифференциациями, а местным скоплением и широкообразным объединением металлических составных частей. Основные компоненты обогащаются главным образом на краях; это подтверждает закон Сорэ.

Породы этой территории являются сильно разнообразными: перидотит, пироксенит, амфиболит, альбиткварцит, гранит, кварцевый диорит, диорит, диоритовое габбро, габбро-диорит, габбро-диабаз, пикрит-диабаз, мелафир. Минералогический состав пород: плагиоклаз, пироксен (авгит, Ti-авгит, гиперстен, бронзит, диопсид), амфибол, биотит, оливин, ильменит, магнетит. Из пород было проведено свыше ста химических анализов (см. таблицу). Анализы хорошо выражают весьма основной характер первичной натриево-габброидной магмы. Количество молекул ильменита в габбро превышает в два раза, в периодите — в четыре раза количество магнетитовых молекул.

Если отделение железа от титана можно осуществлять легко, то было бы возможным использование железосодержания не только ультрабазитов, но также и габбро, так как последние также содержат свыше 22 весовых процентов титановой железной руды.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СЛЕДОВ ЖЕЛЕЗНОЙ РУДЫ В ГОРАХ МЕЧЕК

К. И. СТРОКАИ

Университет им. Л. Этвэш г. Будапешт

Доклад прочитанный 14-го XII. 1951 г. на сессии Академии Наук
Венгрии

В области гор Мечек нам известны три месторождения железной руды. Все три залежи были обнаружены на уступах, т. е. на краю гор. Общей их чертой является, что все три залежи образовывались в тектонически сильно деформированных зонах. Однако, с точки зрения минерального строения и способа оруднения они значительно различаются друг от друга, вследствие чего при обсуждении результатов исследований необходимо отдельно заниматься с каждым из трех вопросов.

I. Следы магнитного железнняка вблизи села Мадьярэгредь

Местонахождение и его окрестность. В окрестности села Мадьярэгредь, в комитате Баранья, приблизительно на расстоянии 1,2 км в северо-западном направлении от села, в омываемой водой, овражистой выемке, в так называемом Иклоди-грабене (за последнее время эта местность носит название: Вашбаня-долина), магнитное железо находится на поверхности в виде глыб и валунов. Валуны руды встречаются вместе с другими кусками горных пород. Более мелкие экземпляры можно найти также в боковой ветви главной долины. Валуны руды происходят из слоев рыхлого слеживания, с характером грубого конгломерата, которых можно причислить к тортоновому подъярису. Петрографически этот состав горной породы состоит из кусков мезозойского отложения, из кусков меняющейся величины (нередко величины в метр), хорошо сохранных трахидолеритов. Его связывающий материал состоит, в преобладающей своей части, из рыхлого, хрящевато распадающегося трахидолеритного обломка, зеленовато-бурого цвета. В отношении его расположения, пологопадающие ($20-25^\circ$) в северо-западном направлении слои, указывают на участие в ранних движениях и конкордантно прижимаются к лежащим отложениям группы известняка типа Лайты. Под этим известняком типа Лайты расположены морские пласты глины, происходящей также еще из тортоновых-фораминифер, а под последними появляется пластинчатое образование глины разнообразной структуры, которое по мнению Й. Носки м. л. можно рассматривать как низший тортоновый слой.

Следовательно, согласно профилю ближайшей окрестности, валуны руды попадают на поверхности из состава горной породы мелководного моря, или близкой к его берегу местности, и они представляют собой покрывающий слой известняка типа Лайты. Среди кусков руды встречаются

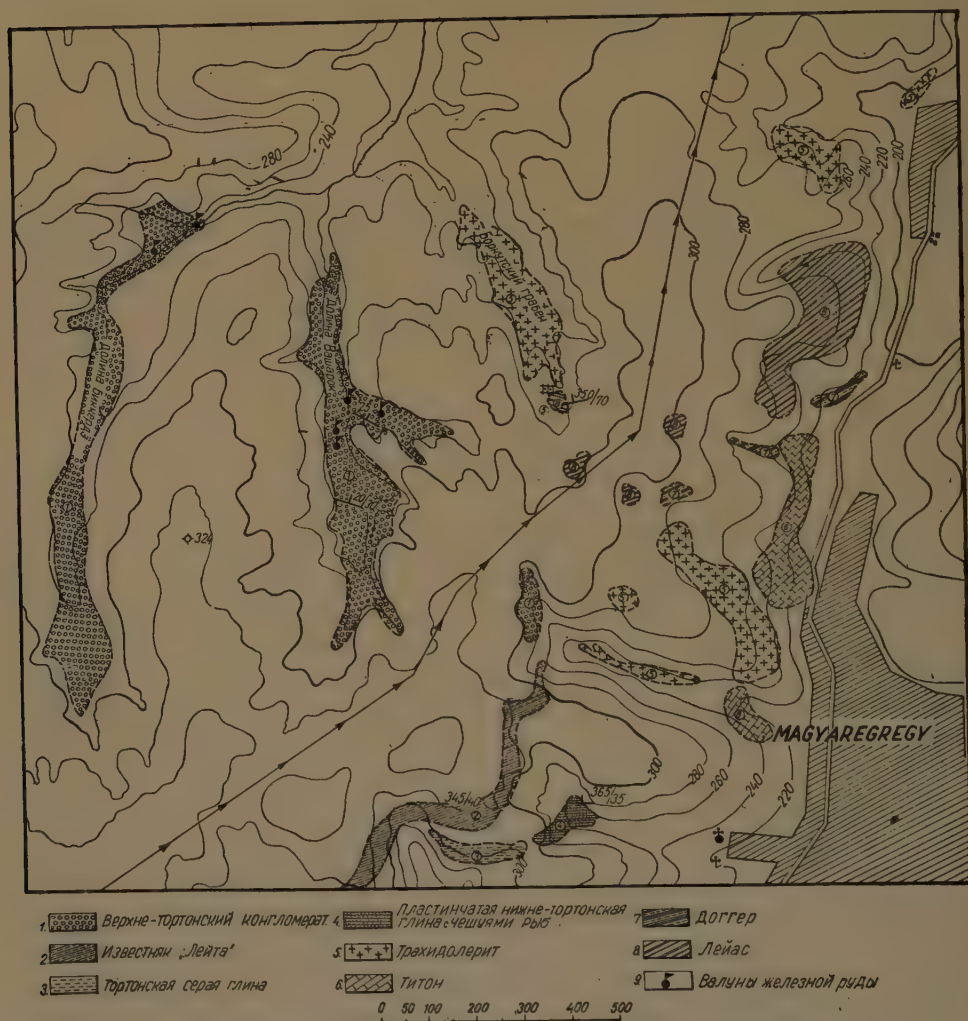


Рис. 1. Схематическая геологическая карта окрестности д. Мадьярэгрень

экземпляры величиной в человеческую голову, в мешок, а даже такие весом в несколько тонн. Форма валунов руды скорее острая, угловатая. Округление, абразию можно наблюдать только в весьма незначительной степени.

В соседнем со стороны северо-запада с рудной долины, так называемом Боркут-грабене, геологическая структура полностью отклоняется от вы-

шеприведенных. В этой долине, хотя она отделяется от Иклюди-грабена хребтом шириной только в 200—250 м и в своих размерах и в своем сходе весьма похожа последнему, не сказываются даже самые малейшие следы крупных тортоновых отложений с валунами руды. Здесь мы находим от нижнего (северного) входа в долину до самых ее верхов стационарные трахидолеритные обнажения. Однако, эта порода совершенно не сохранилась в свежем виде; она имеет светлобурый цвет и находится в шарово-цилиндрическом распадающемся состоянии.

Около верхов долины Боркут, в обвале непосредственно под хребтом, появляются на поверхности в более маленьких пятнах мезозойские отложения (ранний лиас) весьма нарушенного залегания, которые на этом северном окраинном уступе гор Мечек одновременно представляют самые западные следы основных гор юрского периода (см. эскиз карты № 1).

Генезис руды. Необходимо внести некоторые поправки в прежние установления относительно возникновения магнитного железняка из Мадьяргредь. Наряду с геофизическими исследованиями, проведенными на этой местности Л. Эдье и подробным геологическим картографированием Й. Носки мл., мы производили новые, более основательные исследования. Важнейшие результаты лабораторных и полевых исследований суть следующие:

Непосредственное соприкосновение материала руды с трахидолеритом доказывает — вне всяких сомнений —, что время возникновения руды можно отнести ни в коем случае раньше, чем к времени магматических действий периода мела мезозойской эры. Среди валунов руды находится большое количество таких кусков, на которых мы находим на трахидолеритной породе крупные включения руды. Руда и горная порода соприкасаются посредством глинообразной контактной полосчатой структуры. В этой полосчатой промежуточной части мы находим зеленые, близко стоящие серпентину, мелкозернистые заполнения, острова хлорита, кристаллы апатита и мало кварцевых и опаковых рудных жил. В сильно видоизмененных, разлаженных главным образом водяным паром и другими факторами (Р), горных породах исходят из рудного слоя мелкозернистые жилки, которые кончаются на другой стороне в направлении границы руды. Все зерна руды состоят из магнетита и имеют для массива магнитного железняка характерную мартитную структуру: между ними находящиеся мелкие промежутки заполнены также известковым шпатом, как и в массивах чистых руд. На другой стороне контакта мы видим мелкозернистую эруптивную породу, сероголубой окраски, которая является чрезвычайно мелкозернистой и представляет как-будто базальтообразный трахидолерит. Она имеет базальтовое строение, основной материал характеризуется планкообразной сетью полевого шпата и богатой опаковой рудничной посыпкой.

Цветные составные части на ней полностью разрушены и их место занимают хлоритовидные продукты разложения и кальцит. Однако, здесь бросается в глаза обильное появление апатита, развитые кристаллы которого указывают на эпигенетическое происхождение. Там и сям показывается более крупная прослойка полевого шпата, который на основании своих оптических качеств имеет сильно базисный (лабрадор-битовнитовый) характер. Существенным фактом является то, что структура трахидолерита, находящегося на поверхности в непосредственной окрестности рудной долины (долина Боркут) как и его петрографическое строение, полностью совпадают с описанными качествами.

Следовательно, на основании до сих пор сказанного можно установить, что выделение руды произошло одновременно с трахидолеритом, или же с его срывом, далее, что порода, прилипающая к валунам руды и выявляющая контактные действия, полностью соответствует магматической породе непосредственной окрестности. Так как эта форма строений на других местах ближайшей окрестности не встречается, то можно предполагать, что обогащение руды произошло не далеко от ее сегоднешнего местонахождения. На это указывает впрочем и обильный размер и угловато-кантовая форма отдельных валунов (таблица, 1. рисунок).

Однако, рудные глыбы имеют также еще другую группу, с исследованием которой могут быть установлены также подробности процесса оруднения. Это относится прежде всего к боковой долине, расположенной ближе к Боркут-грабену (на верховьях долины которой, как это нами уже было упомянуто, также выходят на поверхность отложения периода лиаса), где на поверхности встречаются валуны содержащие руду, внешнему виду и всей форме которых следует уделять особое внимание: они представляют собой желтовато-зеленый, серовато-зеленый «скарн»-подобный материал породы с напластованными рудными комками (розетками) величиной в несколько сантиметров. На некоторых экземплярах видны светлосерые пятна крупнокристаллических известняковых клубней, величиной в яйцо или кулак, или же к руде прилипают серые, мелкозернистые куски известняка. Исследование этих образцов привело к поразительным новым результатам.

Скарн-подобная порода зеленого цвета состоит преимущественно из граната и эпидота, к которым присоединяются некоторые другие силикатные минералы. Цвет гранатных кристаллов желтый, бурозеленый, буроватый (гроссуляр-андрадит); строение является характерно зонным (!). Ядро кристаллов состоит из какого-нибудь постороннего зернышка, главным образом оно образовывается из опакowej руды. Этот гранат появляется в густых, плотных кучах, на других местах в гирляндобразной очереди, и напластывается, главным образом, на известковом шпате, реже на геле-

образных опаковых рудных материалах. Эпидот встречается в массах мелкозернистых, полуавтоморфных кристаллах, или в отдельных разбросанных группах. Он светложелто-зеленого цвета с значительным плеохроизмом. В породе известковый шпат появляется всегда обильно, в крупнозернистой пластинчатой структуре. Кроме этих частым членом данного комплекса является альбит ($Ab = 90\%$) в форме красивых и хорошо развитых автоморфных кристаллов. Этот минерал появляется чаще всего в приросшим к руде виде, или даже отдельно сидящим на группе магнетитных кристаллов, в кристаллах в виде продольных табличек. Его кристаллы также окружены известковым шпатом, который на поверхности альбита часто вызывал обратное растворение, заедание. Кроме упомянутых минералов, можно найти также и кварц, появляющийся в прозрачных островах с аморфными граничными линиями, с волнистым погасанием. Далее встречается в более незначительном количестве осажденный кристаллический апатит, а характерным является также присутствие в фистацитных частях везувиана, диопсида, титанита, цоизита, волластонита; однако, в форме мелких кристаллов, как и маленьких кистеподобных образованиях, амфиболь (актинолит?) дополняет этот комплекс. Все эти минералы, хотя только в микроскопическом развитии, но вместе с магнетитом, указывают на: образование оксидной железной руды, возникшей на карбонатном контакте (таблица, 2, 3, 4 и 5 рисунки).

Результаты рудомикроскопического исследования магнитного железняка следующие:

Магнетит состоит из кучи совершенно изотропных кристаллов идиоморфного развития. Весьма выразительно тонкозарисованное зональное строение кристаллов, что хорошо видно при кислотном травлении. На поверхности таким образом обработанных шлифов становится видимым возникшее во время роста кристаллов изменение формы, проявление формы (110). В образовании руды следуют один за другим несколько поколений и таким образом можно установить известную ритмичность. Промежутки рудных куч заполняет, главным образом, известковый шпат, реже серпентиновидный материал. В кристаллах первой генерации весьма редко показываются мелкие зачатки пирита. Весьма важным качеством строения является обильно появляющаяся мартитизация, т. е. частичное преобразование магнитного железняка в окись железа. Параллельно с формой кристаллов, это отчасти зональное явление, а отчасти общераспространенное явление в материале руды вокруг внутренних частей ядер кристаллов в форме характерных образований. Это означает, что речь идет о фазе, тесно связанной с одновременным образованием руды, или же с последующим за этим образованием уменьшением температуры, т. е. что мы имеем дело с органическим дополнительным явлением в действии оруднения.

Это одновременно указывает также на отсутствие сульфидных руд, а именно, ввиду восстановительных действий сульфидных выделений не могла бы образоваться мартитизация (таблица, 6 и 7 рисунки).

Как это можно было ожидать из раньше перечисленных ассоциации минералов: гематит возник также самостоятельно на характерных гранат-эпидотных скалах находятся тонкопластинчато конструированные гнезда, состоящие из железистой слюды. Кроме того в углублениях массивов железной руды блесит куча чешуйчатых кристаллов-гематита, что означает на осуществление генерации окиси железа, указывающей на нормальное уменьшение температуры при образовании руды. В микроскопе легко можно различать тонкопластинчатые группы кристаллов и в форме гнезд срачивающие кучи последних от продуктов мартитных преобразований.

Более значительные величины химического анализа образцов железной руды, свободных от горных пород, суть следующие :

SiO ₂	6.74%
Al ₂ O ₃	2.22%
TiO ₂	0.16%
FeO ₃	70.84%
MnO	0.13%
CaO	6.23%
MgO	0.75%
P ₂ O ₅	0.16%
Na ₂ O	0.14%
K ₂ O	0.14%

(Анализатор : Ш. Варга.)

Кроме численных величин результатов анализа, следует уделять внимание не только весьма богатому содержанию железа, но и поразительно — однако ожидаемому — ничтожному содержанию щелочных металлов, Mn, но главным образом Ti. Количество CaO происходит от всегда в руде присутствующего известкового шпата, значительный весовой процент SiO₂ можно объяснить кварцевыми и силикатными загрязнениями. Содержание фосфора в данном случае весьма незначительное. В противоположность этому, отдельным анализом контактной породы, находящейся по непосредственному соседству с рудой, было установлено содержание P₂O₅ в 0,34%, а в апатитной боковой породе уже P₂O₅ = 1,31!

Резюмируя результаты исследования, нам необходимо относительно возникновения магнитного железняка из Мадьярэгредь подчеркнуть нижеследующее.

Глыбы материала руды, весом иногда в несколько тон, угловатой формы, поверхность которых не подверглась абразией, ассоциируется с породами двоякого рода. Во-первых с мелкозернистым базальтовым трахидолеритом, который, не взирая на некоторое глинизирование при

соприкосновении, имеет полное однородное строение, точно так же, как и параллельно прилегающий трахидолерит ближайшей окрестности. Второй породой является своеобразно «скарн»-подобная гранитизированная эпидотовая-скала. Эта порода не соприкасается острой глинистой полосой с массивом руды, а руда появляется внутри жесткой породы в тесном парагенезисе с другими составными частями в форме более или менее больших клубней, узлов с размытыми контурами. Этой последней ассоциации следует уделять особое внимание, так как кристаллы граната являются анизотропными и их строение по секторам зональное. В эпидоте заметно мелкозернистое фистацитное строение. Наряду с этими, ассоциация минералов дополняется обильно известковым шпатом, красиво развитым альбитом, в более мелких зернах везувианом, титанитом, волластонитом, диопсидом, актинолитом и небольшим количеством кварца. Все это указывает на обогащение окисного железа, возникшее вследствие соприкосновения с карбонатной горной породой. Веские доказательства того же самого генезиса руды появляются в самом материале руды: магнитный железняк имеет зональное строение. В автоморфном развитии чаще всего встречающейся формой является ромбододекаэдр: каждое зернышко — почти без исключения — указывает на мартитное превращение, далее в руде полностью отсутствует содержание Ti , и в ней можно найти только самые незначительные следы сульфида. На первый взгляд — как нами уже было упомянуто — все это указывает на специфические отличительные черты образования при карбонатном контакте.

Однако, нам необходимо принимать во внимание и то, что в руде содержатся значительные следы фосфора, и что руда соприкасается также и с магматическими породами, в которых содержание P_2O_5 является резко выражено обогащенным. С другой стороны из этого можно сделать заключение и о другом факторе образования руды. Если мы учитываем, что согласно нашим прежним познаниям, на границе трахидолериту соответствующей, основоподобной магмы вероятно не может формироваться контактное оруднение, так как последнее состоит только из кислой магмы и образовывается в случае достаточной глубине горизонта, далее, характер строения руды, видимые дыры во внутреннем ядре зернышек, узлы, состоящие из силикатных материалов, крохотные зачатки пирита, нарушенная тонкая зональность сидящих на стенах пещер магнетитных кристаллов, как и присутствие гематита в двух генерациях — то все это указывает на сравнительно скорый, значит не на большой глубине происходящийся процесс: из совокупности всех этих отличительных черт вырисовывается своеобразная картина генезиса.

Скопление руды можно привести в связь только с трахидолеритом, так как эруптивный характер образования руды не подлежит никакому сомнению, однако, с другой стороны, после магматических действий периода

мела неизвестна в горах порода такого химического состава, которая допустила бы дифференциацию железной руды. Следовательно, согласно предыдущему, перед нами находится интрузивное вбрасывание руды меньшего размера, которое в тектонической линии гор Северного Мечека в находящемся там мезозойском карбонатном соприкосновении получило контрактно-пневматолитический характер. Богатство раствора руды водяным паром, фосфором, означало большую подвижность и активность и его вторжение вверх произошло одновременно, или после срыва трахидолерита вдоль упомянутой структурной линии. Систематологически мы должны это образование рассматривать как ликвидно-магматическо-пневматолитическую переходящую форму, т. е. как так называемое пневмотектическое образование с выраженным гидротермальным характером, что в отношении глубины указывает на образование в субвулканическом горизонте.

До сих пор еще не удалось геофизическими методами найти следы стационарного оруднения. Согласно нашим предположениям, произошло маленькое приращение руды, которое вследствие большого преобразования местности и обнажающих действий медитерранского периода было разрушено и таким образом материал руды вероятно попал среди крупных обломков отложений верхнего тортона.

II. Бурый железняк в Зенгэварконь

В долине маленькой вымоины, в окрестности общины Зенгэварконь, в комитате Баранья, в трех километрах от деревни, были обнаружены в восточно-северовосточном направлении залежи бурого железняка. Эта местность с железной рудой органически присоединяется к мезозойским основным горам восточного Мечека, или же она принадлежит к юговосточному форланду гор Зенга. Местность холмистая, мало пересеченная, ее поверхность находится приблизительно 250—300 м. над уровнем моря и формировалась абразионными действиями моря триасового периода. В направлении наружной стороны гор Мечек, на этой довольно нерасчлененной поверхности, с течением рек образовались на молодых долинах холмистые формации. Выступая из основных гор, эти мелководные реки текут дальше с гораздо меньшим врезом в мелкосопочный форланд. Их долина представляет, главным образом, боковую ветвь долины, не находящейся в связи со структурой, и несмотря на то, что их врез является незначительным, они отчасти дают хорошие вскрытия. Благодаря такому маленькому врезу в долине, сделалось возможным обнаружить на поверхности местонахождение железных руд.

Геологические образования местности. В преобладающей своей части поверхность покрыта лёссом. Средняя толщина лёссового слоя составляет 2—3 м, однако на некоторых местах она достигает даже больше 5 м. Под лёссом находятся относящиеся к отложениям юрской серии образования с весьма развитыми пропластами трахи-долерита мелового периода.

На нашей местности самым старейшим членом юрской серии являются известковый песчаник или песчаный известняк, которые можно причислить к среднему периоду лиаса. Они представляют собой отложения

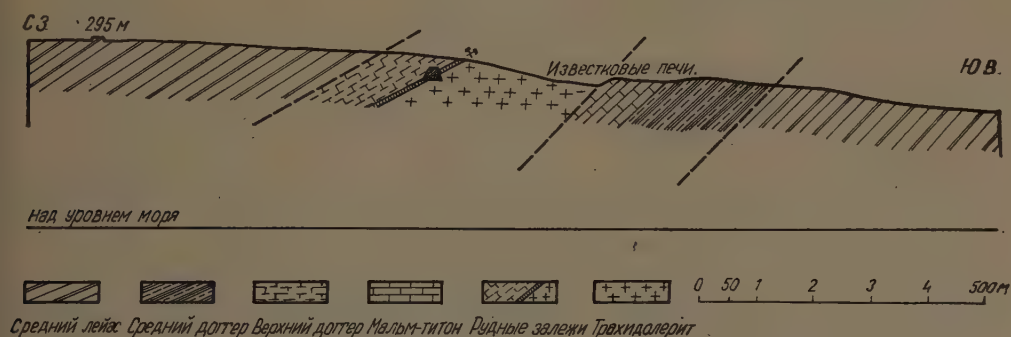


Рис. 2. Профиль залегания бурого железа в д. Зенгэварконь

бедными окаменелостями, и только там и сям можно найти в них иглы известковых губок и части стеблей пентакринуса. На свежей выработке месторождения распространяется хорошо ощутимый запах битума. Слои среднего лиаса образуют широкий пояс и на юговосточной части горных цепей Зенгэ. И на нашей местности эти отложения представлены в стадии наибольшего развития. В общем его слои расположены на $315/23-35^\circ$ и они хорошо приспособляются к поясу восточной юрской переклинали гор Мечек.

Из других членов юрской серии необходимо отметить, относящийся к среднему доггеру, серый, слюдяно-песочный глинистый рухляк, далее, грубо-кристаллозернистый криноидный (Crinoidea) известняк, который тут появляется в необычайном развитии и имеет светложелтоватосерый, или беловатосерый цвет.

Отложения белой юры (мальма) представлены двумя породами. Одну из них, красноватый, клубневидный известняк, смешанный с аммонитовым рухляком, можно причислить к юрскому Оксфорд-киммериджскому ярусу. Второй породой является желтоватобелый, гладколомкий титоновый известняк с кремнёвыми клубнями.

После белой юры (мальма) необходимо отметить значительно развитую формацию трахидолерита мелового периода. Весьма поразительно, что

трахидолерит имеет на этой территории ржавобурый, коричневатосерый цвет и показывает рыхлое, щебеночно распадающееся, в руке искрошающееся поведение. Под микроскопом можно в нем наблюдать только сильно разлаженный материал породы, главным образом хлоритные виды. Присутствие других, более точно определяемых частей смеси, нельзя установить.

Структура характеризованной области видна по приложенному к этой статье профилю (см. рис. 2). Согласно последнему, бурый железняк включается в одной единственной пластовообразной форме между превращенным трахидолеритом и зерновидным известняком доггера. Его толщина в совокупности составляет 0,6—1,8 м; этот размер весьма меняющийся, даже в конце одного забоя руда полностью выклинивается и на месте контакта с породой кровли и нижележащей породы, остается общей сложностью только песчаная жила толщиной в несколько сантиметров.

Качества рудной залежи. Цвет руды меняющийся от охристогобурого до черноватобурого. В ней сетчато распространяются белые-желтобелые жилы известкового шпата, которые часто пробегают в параллельных линиях и тогда руда имеет слоистый характер. Впрочем руда не имеет никакой кристаллической структуры. Если она попадает в сыром виде на поверхность, тогда она после пребывания на воздухе распадается вдоль неровной поверхности, что до некоторой степени соответствует откалывающему (шпатовому) поведению. Она не пещеристая. Кроме вышеупомянутого известкового шпата и отдельных опаловых гнезд, в руде не видно других сопровождающих минералов. В той части рудных залежей, которая находится на стороне подстилающего слоя, видны зеленоватые включения величиной в кулак, или голову, материал которых подается рубке и даже смазыванию и имеет влажно мягкое поведение.

Под микроскопом в руде обильно показываются органические реликты. Размер этих телец меняющейся величины, от 0,1—0,5 мм и в своем материале они состоят из бурого железняка. Поперечный разрез соответствует полному кругу, косой разрез эллипсу, в то время как продольный разрез имеет форму бочки. Внутренняя часть органического тельца полностью заполнена с прозрачным зернистым материалом бурого железняка. Структурную расчлененность нельзя наблюдать, только внутри тянутся в продольном направлении своеобразные пещеры, или же каналы: на рисунке поперечного разреза эти каналы образуют в несимметричном положении четыре пещеры в форме бедренной кости. В случае косого разреза, они появляются в форме 6 или 8 круглых пещер. Однако, при продольном разрезе их можно исследовать в форме 2—3 продольных каналов, параллельных оси форм бочек. Внутреннее пространство каналов пустое, или же наполнено совершенно черным (опак) материалом. Относительно этих органических реликтов можно было до сих пор установить только то, что речь идет о

растительных реликтов, которые больше всего похожи на многоклеточные водоросли. Впрочем, в одном рудном шлифе К. Рашки нашла дробную часть известковой водоросли, которая относится к более часто встречающемуся и более известному семейству *Dasycladacea*.

До сих пор было произведено множество анализов железной руды. Более важные составные части нескольких средних образцов суть следующие :

	Юговосточная наклонная штольня	Северовосточ- ный разведоч- ный ров	Северовосточ- ная наклонная штольня
SiO ₂ + раств.	8.02%	7.18%	6.02%
CaO	17.51%	14.61%	8.62%
(CaCO ₃)	(31.25%)	(26.08%)	(15.38%)
Fe	37.24%	40.94%	48.07%
(Fe ₂ O ₃)	(53.25%)	(58.54%)	(68.74%)
Mn	0.36%	0.26%	0.23%
P ₂ O ₅	0.52%	0.48	0.70%

Анализатор : Г. Чаяги.

По аналитическим величинам видно, что содержание железа колеблется между сравнительно маленькими пределами. Известковый шпат присутствует в большом весовом проценте и содержание P₂O₅ также является значительным. В противоположность этим SiO₂ представлен в сравнительно малом количестве, точно так же содержание Mn поразительно маленькое. Несмотря на развитие железной руды в виде залежи, не показывается, никаких контактных образований, ни в направлении перекрывающей породы, ни по отношению к подстилающему слою трахидолерита. Материал руды на некоторых местах твердый, плотный, а на других землистый, песчаный, охристый. Ни одна поверхность плиты руды плоская, а они всхолмленные : они характеризуются вздутием, или же утонением в несколько дециметров. Внутри руды, особенно на стороне трахидолерита, находятся большие зеленоватые включения, относительно которых выяснилось, что они представляют собой разрушенные кучи, состоящие главным образом из видов хлорита и что они могут быть исключительно производными трахидолерита.

Все эти приметы, как и результаты микроскопического исследования, говорят за то, что мы имеем дело с образованием железной руды о с а д о ч н о г о п р о и с х о ж д е н и я. Железная руда, согласно исследованиям, ничто иное, как куча органических реликтов. Материал этих телец органического происхождения представляет собой зернистый гидрооксид железа. Материал руды состоит преимущественно из этих телец (по всей вероят-

ности относящимся к водорослям) и обломков. В залежах руды имеются местами и частицы аморфной структуры, которые концентрически окольцованы, однако, весьма хорошо видно, что эта структура образовалась вторично из легко подвижного псевдораствора гидрооксида железа.

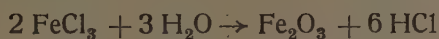
Следовательно, железные залежи являются образованием биогенного происхождения. Это доказывается постоянным содержанием фосфора в аналитических результатах, присутствием известкового шпата, отсутствием Mg и сравнительно маленьким содержанием Si и Al, но это в дальнейшем также подтверждается присутствием песчаных частиц в железных залежах. Однако, при всем этом весьма существенным является та находка, которую мы обнаружили в горных породах выклинивания, найденного в конце упомянутого забоя. Этот тесёмчато утоненный, красноватый, песочно-глинистый материал принадлежит, без сомнения, к горизонту руды и содержит обильно микрофауну. В этом материале можно установить, наряду с корой эхина и обломков игл известковых губок, многочисленные фораминиферы. Значение элементов фауны подчеркивается особенно еще тем, что в них обильно представлен также *Calpionella alpina* Lorenz. *Calpionella* сперва была найдена Д. Вейном во внутреннем скалистом поясе Закарпатской Украины (14), впоследствии она была также обнаружена в горных породах Герече и Вертеша. Ее присутствие является показателем периода: она встречается исключительно в осаднениях моря верхнего юрского (титон-берриас) или же нижнего мелового (валангин-баррем) периодов. Кроме этих элементов фауны, в горных породах можно найти также несколько остатков авгитовых кристаллов цельного контура, но в разложившемся состоянии, которые могли попасть сюда только с выбросом трахидолерита.

Генезис руды. Взвешивая возможности обогащения бурого железняка, можно было бы, в первую очередь, думать о параллельности с германской оолитовой руды. Однако, против этого говорят полностью отклоняющаяся структура строения, выраженно биогенный характер, возможность, что направляющие элементы микрофауны указывают также на нижний меловой период, далее, что мы в осаднениях соответствующих горизонтов гор Мечек нигде не натолкнулись на тождественные или же только подобные образования.

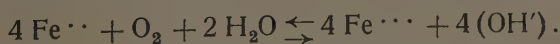
Весьма просто было бы заключить, что вследствие разрушения прежней, богатой железом, поверхности трахидолерита, поверхностные воды нанесли сюда растворы гумата-бикарбоната железа. Однако, это опровергается присутствием в рудных залежах кристаллического туфого материала, далее, появлением также в верхнем юрском периоде значительной микрофауны: следовательно, образованию руды должно было предшествовать главный период магматических действий меловой эры.

Если мы к этим фактам присоединяем, что присутствующая здесь эруптивная порода находится в особенно рыхлом, разлагающемся, выщелоченном состоянии и весь характер и все ее поведение полностью отклоняются от остального трахидолерита гор Мечек, однако, поразительно совпадает с описанной в литературе, разлаженной галмиролизом породой основных магматических продуктов подморского происхождения, тогда мы должны, при взвешивании обстоятельств возникновения руды, принимать в основу другое решение.

Морская вода, и даже вода рек, содержат так мало железа, что только в случае соответствующих изменений концентрации возникает благоприятная среда обеспечивающая жизненные условия водяных растительных поселений. Значит, в нашем случае мы должны, на основании вышесказанного, при обсуждении вопроса, что именно осуществляло местное обогащение содержания железа в морской воде, в первую очередь, обратить внимание на основное магматическое действие. Если мы принимаем доказанным, что в окрестности произошел подморской магматический срыв, тогда морская вода должна была принимать также подморские выделения газов земли. На основании многочисленных наблюдений, и согласно познаниям вулканических явлений, нам известно, что среди летучих продуктов хлорное железо имеет большое значение и с морской водой вступает следующую реакцию :



Однако, ввиду внезапного уменьшения давления и температуры окись железа может отделиться в своей сильно дисперсной, неустойчивой коллоидной форме. А именно, те опыты (11), относящиеся к реакции газа хлорного железа и воды, доказывают, что кристаллическое Fe_2O_3 образуется только на температуре между $300-500^\circ$. Ниже этой температуры возникает волокнисто-нитевидная окись железа, а ниже 130° даже коллоидальная гидроокись железа. Происходящие в морской воде реакции зависят конечно не от температуры всей окрестности, а только от температуры проникающего газа, однако, указатели состояния скоро понижаются на интервалы гидротермальной, даже температуры небольшого термического действия и давления газа, и таким образом состоит осаждение в воде легкой растворимой окиси железа. Поскольку окись железа, как продукт реакции, всё-таки осаждалась, она является неустойчивой, коллоидальной окисью железа, относительно которой авторитетными являются более новые (4) исследования. Согласно последним, образование водяного раствора двухвалентного железа зависит от окислительно-восстановительного потенциала :



Это означает, что в присутствии щелочей процесс происходит в левом направлении, в то время как в кислой среде проявляются ионы трёхвалент-

ного железа. Резюмируя: при подводном срыве трахидолерита подморские выделения железных газов земли попали в морскую воду в качестве предшествующего, или же вступительного момента. Их богатое щелочное содержание имело восстановительное действие и, таким образом, с обогащением гидроокиси железа, которая легче используется растительными организмами, созданся соответствующий биотоп.

К всему этому следует еще добавить, что мы находим между обломочными компонентами осажденного материала железной руды также производные магматической породы. В более песчаном материале руды показываются в обильном количестве разложенные и выщелоченные включения трахидолерита, маленькие остатки авгитных кристаллов, — таким образом и в этом отношении можно доказывать генетическую связь.

Следовательно, коротко резюмируя, можно сказать, что на границе юрского и мелового периодов можно считать образовавшиеся, мало развитые залежи железа и трахидолерит почти сингенетическими образованиями.

Относительно их расположения в структуре гор, мы должны указать на установление Э. В а д а с а, согласно которому, на восточном подножии горы хребта Зенгэ, между Офалу-Печварад, вырисовывается в продольном направлении линия излома. Вдоль этой линии излома возникли аномальные контакты осажденных и друг на друга наложенных, чешуйчатых образований юрского периода. Это мы видим в Кольталь около Офалу, возле собора в Печварад и то же самое мы можем установить около известковой печи в Зенгэварконь, которая находится на линии излома. На всех трех местах мы находим также, попавший в юрские слои, рыхлый, преобразованный трахидолерит. Из этого видно, что структура Зенгэварконь представляет собой развивавшуюся на северном сбросе южного свода хребта Зенгэ складчатость, или же на нескольких линиях изгиба образовавшуюся абразионную чешуйчатость возникшего осаднения на краю кристаллических основных гор.

Эти тектонические явления включили в свои складки осаждавшийся первоначально на слой юрского периода трахидолерит и таким образом последний попал в подстилающее положение старого доггера, или же биогенных руд железа. Хотя на территории не удавалось непосредственное изыскание сдвига определенно выраженной линии изгиба, то всё-таки нельзя иначе объяснить аномальное осаднение членов структуры, как и недостаточность юрской серии.

III. Красный железняк из Пустакишфалу

В юговосточном форланде гор Зенгэ, на расстоянии прибол. 1,5 км от вышеописанного месторождения бурого железняка, на юговосточном

краю общины Пустакишфалу, был обнаружен в более маленькой наружной выработке зернистый известняк. Эта порода имеет красноватожелтый цвет, в ней видны мелкие следы окаменелости, особенно части стебля пен-такринуса. Прежнее установление причисляет эту породу к ааленскому ярусу, в то время как по результатам более новых исследований (Н о с к и, Д. В е й н) она больше соответствует криноидскому известняку верхнего доггера. В отношении ее расположения она является более маленьким сохранившимся дислокационным массивом того оживленного тектонического явления, которое разыгралось на непосредственной закраине кристаллических основных гор и благодаря которому осаджения, особенно юрской серии, расчленились на разрушенные и абразивные чешуйки.

Желтоватая, иногда ярко красноватая, порода полна литоклазами и вдоль более маленьких-больших разрыхлениях и трещин, или же около них, видны рудные мешки которые местами образуют жилообразные формации.

В южном забое обвала открывается пещера длиной в 20 м., подобная на проход, в середине которой видны следы карстовых явлений. Листовидные слои известняка расположены в направлении с севера на юг в довольно сдвинутом положении (55°). В более маленьких трещинах находятся глинистые заполнения кирпичного цвета и бентонитного поведения. Более плотные породы проникнуты широкими, лентовидными жилами известкового шпата.

Между известняком и рудой не имеется острой границы, по бледнеющему темнокрасному цвету можно судить о постепенном уменьшении руды. На поверхности кусков руды можно наблюдать тонко волнистые, или изломистые рисунки, которые возникают вследствие неравномерного, ритмического распределения гематита. В частях более богатых рудой часто имеются крохотные пещеры, величиной в несколько мм, внутри которых находятся сверкающие, прозрачные как вода, кварцевые кристаллики. Но и плотные залежи руды смешны кварцом, что особенно хорошо можно наблюдать на свежее взломленной поверхности.

Под микроскопом можно видеть, что толща рудных залежей состоит из переплетений кварцевых кристаллов. Отдельные зерна кварца присоединяются друг к другу, как камни мостовой. Они прозрачны как вода, но внутри них растилаются равномерно рассыпано, или в более маленьких-больших кучах, плитки гематита. Образовавшийся в виде включений гематит, состоит из комбинации ромбоэдров и базисных плиток. Более тонкие пластинки просвечиваются, их цвет рыжий, или алый. Размеры отдельных кристаллов колеблется в среднем между $10-25\mu$. К гематиту часто присоединяется медожелтое-канифольножелтое, выросшее в форме иглы, кристаллическое вещество, которое обильно появляется и образующее внутри кварцевых кристаллов связные кучи. Вследствие маленьких размеров и ввиду того, что это вещество появляется в виде включений,

точное определение его весьма затрудняется, но согласно наблюдаемым качествам оно, повидимому, представляет собой игольчатый железняк.

Относительно образования руды можно с уверенностью установить, что в данном случае происхождение металлического обогащения нельзя отнести к отложениям. Это доказывается кристаллозернистым и наростим кристаллическим образованием, прозрачного как вода, кварца, а главным образом качеством роста включенного в нем, также кристаллического, гематита, что указывает на гидротермальную температуру. В дальнейшем это подтверждается также расположением залегания, или же ступенчато появляющимся контактом характеризованных залежей руды и известняка. Относительно возникновения скорее всего дают подходящее объяснение подморские выделения газов земли. Специальная литература приводит многочисленные примеры таких выделений, состоящих из кварца и гематита, образовавшихся в богатой карбонатом среде и возникновение которых можно объяснить подморским взрывом газов. В связи с вышеприведенным обсуждением генезиса, необходимо подчеркнуть, что в материале выделяющих подземных газов одним из главнейших компонентов является хлорид железа, к которому, в большинстве случаев, присоединяется также хлорид кремния. Эти газы вступают с морской воды в известную реакцию обменного разложения, причем возникают SiO_2 и Fe_2O_3 в сопровождении соляной кислоты. В связи с опытами Штирнеманна, мы в предыдущем развили, что при температурах выше 300° уже образовывается кристаллическое Fe_2O_3 , осуществлению которого особенно благоприятствует то обстоятельство, что возникающая взаимодействием соляная кислота сейчас-же нейтрализуется средой. Это конечно относится также к выделению кристаллического SiO_2 . В случае выделения газов в водяной среде на средней температуре, толща возникающих продуктов всюду состоит из приведенных двух кристаллов. Другими словами, можно предполагать, что в данной случае кварцевое обогащение, образовавшееся на краю кристаллических основных гор вдоль тектонической линии, двувалентного железа, равно как и залежь руды в известняке, являются такими генетическими обстоятельствами, на основании которых мы с полиым правом можем думать об осуществлении подобных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Barth—Correns—Eskola : Die Entstehung der Gesteine. 1939. Berlin.
2. Cissarz, A. : Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Roteisensteinlagers der Grube Maria bei Braunfels. Mitteil. d. K. W. Inst. f. Eisenforschung. 5. 1924.
3. Cissarz, A. : Übergangslagerstätten innerhalb d. intrusivmagmatischen Abfolge. N. Jahrb. Beil. Bd. 54. A. 1927.
4. Cooper, L. H. N. : Some conditions governing the solubility of iron. Proc. Roy. Soc. London. Ser. B. Vol. 124. 1937. (Cit.: Barth—Correns—Eskola).
5. Kegel, W. : Zur Kenntnis d. devonischen Eisenerzlager in der südl. Lahnmulde. Z. prakt. Geol. 31. 1923.
6. Koch S.—Grasselly Gy.—Donath E. : Минералы венгерских месторождений железа. На венг. рском языке. The minerals of the Hungarian iron ore deposits. (Acta Univ. Szeged. Min.-petrog. 4. (24).
7. Krumbein, W. C. — Garrels, R. M. : Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. of Geol. 60. 1952/1.
8. Lehmann, E. : Die magmatische Mineral- u. Gesteinsprovinz im Mitteldevon des Lahn-Dill-Gebietes. Z. Deutsch. Geol. Ges. 86. 1934.
9. Lehmann, E. : Das Nebengestein des Eisenerzlagers Theodor bei Aumenau. N. Jahrb. Beil. Bd. 67. A. 1933.
10. Schneiderhöhn, H. : Lehrb. d. Erzlagerstättenkunde. Jena. 1941.
11. Stirnemann, E. : Über die Bildungsverhältnisse der Eisenerzlagerstätten im System Eisenchlorid-Wasser. N. Jahrb. Beil. Bd. 53. A. 1925.
12. Sztrókey K. : Магнетит гор Мечек. Геологический Бюллетень. 1941.
13. Vadász E. : Горы Мечек. Будапешт. 1935.
14. Wein Gy. : Геологический участок вдоль реки Унг. Геологический институт. Спорный труд. (Приложение к Сообщениям Геологического Института за 1943 г.) На венгерском языке.

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ

1. рисунок. Снимок самого большого валуна магнитного железняка Икход грабена в Мадьярэгредь. Его форма угловато-кантовая; на его поверхности видны острые гребни. Все это доказывает незначительную абразию, т. е. сдвиг на незначительное расстояние. Вес валуна можно оценить в прибл. 14 тон.
2. рисунок. Микроскопический снимок шлифа «скарн-подобной» гранатовой скалы в Мадьярэгредь. В середине группа гранатовых кристаллов, окруженных известковым шпатом. Черные пятна: магнетитные жилы или узлы на которых сидят зональные кристаллы граната. Увеличение: 40-кратное.
3. рисунок. Снимок шлифа скарна из Мадьярэгредь между + николями. Анизотропность зональных кристаллов граната и их расценное погашение доказывает образование на карбонатном контакте. Окружающая среда: известковый шпат и магнитный железняк. Увеличение: 60-кратное.
4. рисунок. Часть известково-силикатного парагенезиса в Мадьярэгредь. В середине видно поле известкового шпата в котором укладываются тонкие кистево- или метелкообразные образования актинолита. На двух сторонах и внизу: куча зернышек магнетита, эпидота и граната. Увеличение: 40-кратное.
5. рисунок. Характерный снимок силикатных рудных залежей в Мадьярэгредь. В большей части снимка: известковый шпат; направо: планкообразный альбитный кристалл сидит на куче магнетита + граната. Увеличение: 60-кратное.
6. рисунок. Рудомикроскопический снимок магнитного железняка из Мадьярэгредь. Мартитизация внутри автоморфных членов зернистой структуры руды общее явление. Масляная иммерсия. Увеличение: 200-кратное.
7. рисунок. Магнетит из Мадьярэгредь выдает при травлении характерное зональное строение. Весьма хорошо видно, что внутренне ядро отдельных кристаллов формировалось сперва в простой форме (октаэдр), а затем с дальнейшим ростом образовался ромбодекаэдр с большим числом граней. Масляная иммерсия. Увеличение: 200-кратное.

8. рисунок. Куча телец органического происхождения в буром железняке из Зенгэварконь. Поперечный разрез зернисто формированных телец круглый, а продольный разрез имеет форму бочки. Внутри них находятся своеобразно сформированные пещеры или же проходы. Увеличение: 60-кратное.

9. рисунок. Снимок более глинистой песчаной залежи руды. Содержание железа обозначается приведенными органическими телцами и их реликтами, точно также как и на предшествующем снимке. Увеличение: 40-кратное.

10. рисунок. В более глинистых частях бурого железняка в Зенгэварконь появляется обильная микрофауна. Важнейшим членом микрофауны является: *Calpionella alpina* Logenz. (На снимке на правой стороне; форма подковы.) Снимок: Л. Майзон. Увеличение: около 60-кратное.

11. рисунок. Микроскопический снимок кварцевого гематита из Пустакишфалу. В прозрачном кварце видны тонко рассеянные, крохотные, шестиугольные, немного прозрачные таблички гематита, которые местами группируясь зонально, или же узловато слеживаясь создают более плотные образования. Увеличение: 80-кратное.

12. рисунок. Предшествующий снимок между скрещенными николями. Границы анизотропных полей, возникших из различной ориентации прозрачных как вода кварцевых кристаллов, не ориентируются по накоплениям гематита. Увеличение: 80-кратное.

РЕЗЮМЕ

На территории гор Мечек нам известны три формации железной руды. Мы имеем сведения о месторождении магнитной руды в Мадьярегредь, о буром железняке в районе Зенгэварконь, о кварцевом гематите в Пустакишфалу.

Общее между этими формациями то, что в районе их образования действовали тектонические силы большой эффективности. Хотя относительно минералогической формы и образа возникновения между этими породами имеются существенные различия, то они всё-таки в конечном счете могут быть отнесены к магматическим действиям, происшедшим в эпоху мела.

1. На основании мартитной структуры магнитной руды в районе Мадьярегредь, соприкосновения его с трахидолеритом и частично возникшего вследствие карбонатного контакта кремне-кальцевого минерального агрегата, а также на основании химизма базисной алькалической магмы, генезис этих пород можно считать как интрузивную инъекцию руды.

2. Из расположения месторождения бурого железняка в Зенгэварконь, развития сопровождающих пород, и далее из сравнения микроструктуры и микрофауны, можно определить, что здесь произошло скопление железной руды осадочного происхождения, биогенного генезиса, вероятное время которого следует считать период на границе эры юры-мела, и что по всей вероятности в его формации сыграли роль эксгалакции магматического субмарина.

3. В районе местности Пустакишфалу на поверхности залегает небольшое количество гематитной железной руды смешанной с кварцем. Образование этой руды объясняется прорывом газа, происшедшего под бассейном моря вдоль тектонической линии, простирающейся по краю кристаллической основной горы, другими словами, накоплением продуктов реакции, происшедшем в связи с вышеуказанным явлением.

LA GENÈSE DU MINÉRAI DE FER DE LA MONTAGNE MECSEK

. Par K. I. SZTRÓKAY

RÉSUMÉ

Nous connaissons dans la montagne Mecsek trois formations de minéral de fer: du magnétite dans les environs de Magyaregregy, de l'hématite brune près de Zengővárkony et de l'oligiste mélangé à du quartz dans la commune de Pusztakisfalu. Un trait commun de ces trois occurrences c'est qu'elles se sont formées dans une zone fortement atteinte par des mouvements tectoniques, et quoique leur composition minéralogique soit différente et qu'il y ait aussi des différences notables dans leur mode de formation, néanmoins l'on peut les mettre en rapport avec l'activité magmatique de la période crétacée.

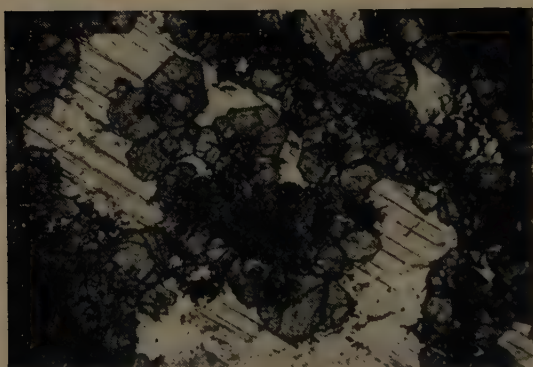
1. La magnétite renfermant aussi de la martite de Magyaregregy, peut être considérée comme une injection intrusive de petites dimensions qui a eu lieu pendant la formation de la montagne. Cette supposition est fondée, en partie, sur son contact avec la trachydolérite, en partie sur son association avec des minéraux calcosiliciques, produits par son contact avec des roches carbonatées, et en partie sur les conditions chimiques du magma alcalin basique.

2. En prenant en considération la situation de l'occurrence de l'hématite brune à Zengővárkony, ainsi que la nature des roches qui l'accompagnent, leur structure microscopique et la microfaune, l'on peut établir qu'ici a eu lieu un enrichissement en fer biogénique d'un matériel sédimentaire. Cet enrichissement a eu lieu à la limite du Jura et du Crétacé, au cours de son développement des exhalaisons magmatiques sousmarines semblent avoir joué un certain rôle.

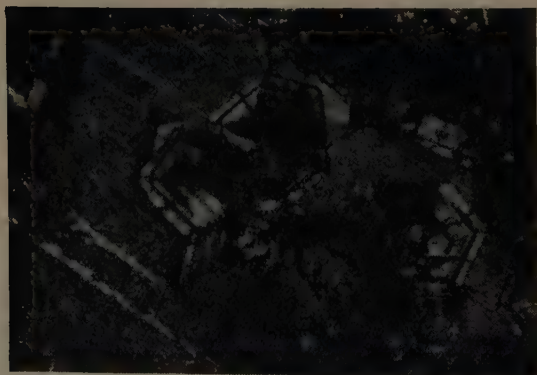
3. Sur le territoire de la commune de Pusztakisfalu il se trouve à la superficie une quantité peu importante d'oligiste mélangé à du quartz. L'on peut expliquer la formation de cette occurrence par les exhalaisons sousmarines qui ont eu lieu le long de la ligne tectonique située au bord du massif, et par l'accumulation des produits des réactions qui les ont accompagnées.



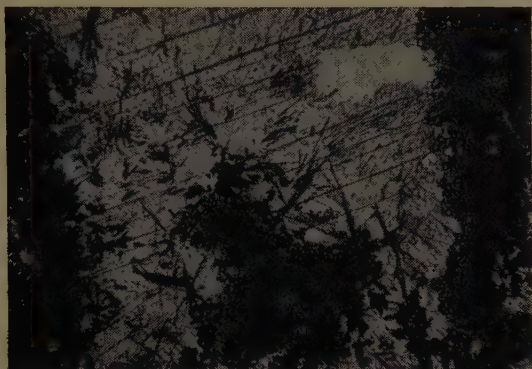
1



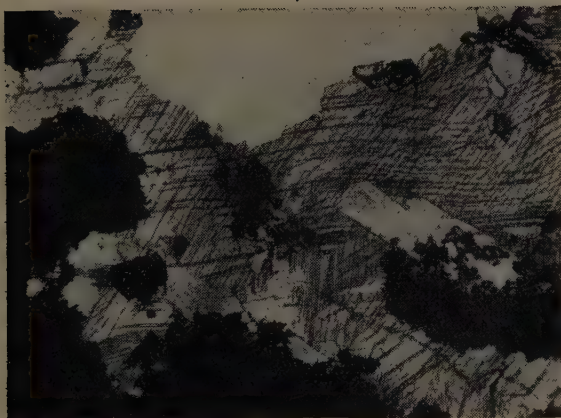
2



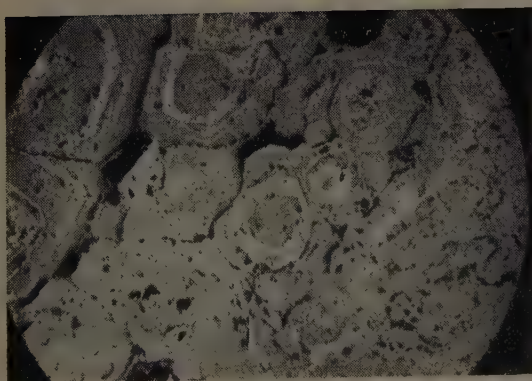
3



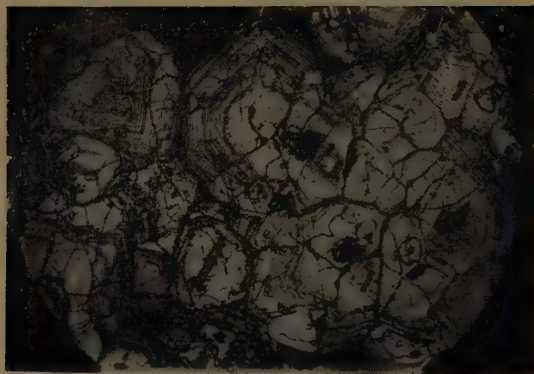
4



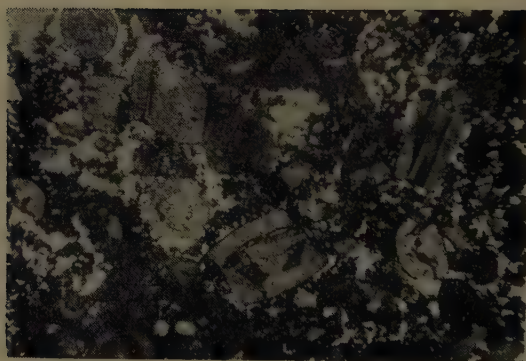
5



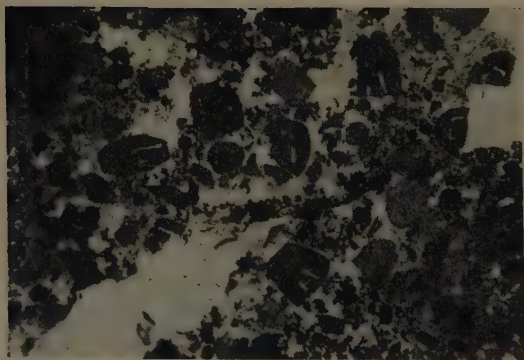
6



7



8



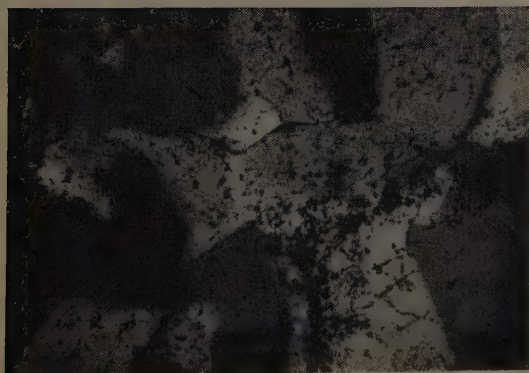
9



10



11



12

KRISTALLOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN PYRITEN AUS DEM KARPATENBECKEN

L. TOKODY

Naturhistorisches Museum, Budapest.

Eingegangen am. 13. II. 1952

Der Pyrit ist einer der am meisten verbreiteten Mineralien. Der beste Beweis dafür ist, dass bis Ende 1930 von 706 Angaben des einschlägigen Schrifttums 1758 Fundorte erwähnt werden. Davon sind die Kristalle von 268 Vorkommen flächenreich und von diesen Fundorten sind uns 459 Kristallformen bekannt. Die Zahl der Kristallformen und Fundorte ist seitdem gestiegen, sie kann aber unter den obwaltenden Verhältnissen wegen der Lückenhaftigkeit des Schrifttums nicht genau festgestellt werden.

Im Karpatenbecken kommt der Pyrit häufig vor. Die hier gefundenen Kristalle zeichnen sich nicht durch ihren Formenreichtum aus, sondern auch durch die Mannigfaltigkeit ihrer Kombinationen. Mit ihren morphologischen Eigenschaften befassten sich mehrere Verfasser, besonders *K. Zimányi*. Es ist zweifellos, dass kein einziges Mineral eines geschlossenen Gebietes so eingehend untersucht worden ist, wie der Pyrit. Trotzdem bieten die zahlreichen Mitteilungen keine erschöpfende Kenntnis; die diesbezüglichen Kenntnisse werden durch die neuerdings zum Vorschein kommenden Stücke und durch neuere Vorkommen stetig vermehrt. Dieser Umstand ermöglichte mir die nachstehenden Untersuchungen in deren Verlauf die Kristalle von 12 Fundorten behandelt werden.

Bei den in der vorliegenden Arbeit behandelten Fundorten habe ich von Literaturnachweisen Abstand genommen; sie sind in den folgenden Abhandlungen zusammengefasst: *L. Tokody* und *K. Zimányi*: Pyritformen und -fundorte (*Zeitschr. f. Krist.* 80. 1931. 255—348), *L. Tokody* und *K. Zimányi*: A pirit $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$, $s\{321\}$ formákból álló kristályainak lelőhelyei. — Fundorte aus den Formen $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$, $s\{321\}$ bestehenden Kombinationen der Pyritkristalle. (*Annales Musei Nation. Hungarici* 28. 1934. 113—146.) Ihre Ergänzung durch die Angaben oder neueren Beobachtungen über die Pyrite des Karpatenbeckens ist zu finden in: *L. Tokody*: Magyarországi piritok kristálytani vizsgálata. [*Krist. Unters. ung. Pyrite. Mat. és Természettudományi Közlemények* (Math. u. Naturw. Ber. aus Ungarn) Bd. 38. Heft 2. 1938. 1—55.]

Die kristallographischen Daten über die unten behandelten 12 Pyritvorkommen sind unter dem Titel: *Kristálytani vizsgálatok magyarországi*

piriteken (Krist. Unters. an ungarischen Pyriten) in den von der Ung. Wiss. Akademie herausgegebenen Mat. és Természettudományi Közlemények (Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn) im Jahre 1944 als Nummer 1. des Bandes 40. Seite 1—34 in ungarischer Sprache erschienen. Der nachstehende Auszug dieser Arbeit bringt die Ergebnisse der Untersuchungen.

Bélabánya—Belá (Tschechoslovakei).

Es wurden Pyritkristalle aus dem Nádor-Stollen von Bélabánya—Belá untersucht. An den 1—2,5 mm grossen Kristallen wurden die folgenden Formen festgestellt. Die mit einem Stern (*) bezeichneten Formen sind für den Pyrit überhaupt neu und ergänzen die Reihe {13 · k · k}, wo k von 1 bis 9 verändert.

a{100}	I{21.1.0}	{533}	w{841}
o{111}	e{210}	{733}	{10.5.2}
{84.1.0}	{833}	*{13.6.6}	Y{10.6.1}
{32.1.0}	*{13.5.5}	n{211}	W{851}
{29.1.0}	{17.7.7}	T{10.5.1}	s{321}

Die Kombinationen der Kristalle sind folgende :

Kristall- nummer Form	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	3
a{100}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
o{111}	*	*						*					*
{84.1.0}													*
{32.1.0}													*
{29.1.0}													*
I{21.1.0}													*
e{210}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{833}	*									*			*
*{13.5.5}										*			
{17.7.7}		*							*	*		*	
{533}												*	
{733}	*								*			*	
*{13.6.6}		*											
n{211}	*	*	*		*		*	*	*	*	*	*	*
T{10.5.1}		*									*		*
w{841}		*								*		*	
{10.5.2}		*											
Y{10.6.1}	*	*	*		*	*	*	*		*	*	*	*
W{851}		*											
s{321}							*						

Die Hauptform der Kristalle ist das Hexaeder, seine Flächen sind meistens in der Richtung $[001]$ und $[100:111]$ gerieft. Das Oktaeder ist untergeordnet. Unter den Pentagondodekaedern tritt $e\{210\}$ an allen Kristallen auf. Ihre Flächen sind schmal, aber an vielen Kristallen ist eine ihrer Flächen gross entwickelt. Die übrigen Pentagondodekaeder besitzen schmale Flächen.

Unter den Ikositetraedern entwickelte sich die Form $n\{211\}$ mit den grössten Flächen, diese sind entweder glatt und glänzend oder in der Richtung $[100:111]$ fein gerieft. Die übrigen $[hkk]$ -Formen wurden nur mit streifenförmigen Flächen beobachtet. Die Winkelwerte der neuen Formen:

gemessen berechnet

$$(13.5.5):(100) = 28^{\circ}33' \quad 28^{\circ}32'35''$$

$$(13.6.6): \quad = 33^{\circ}17' \quad 33^{\circ}08'0''$$

Die Form $Y\{10.6.1\}$ tritt mit mittelgrossen oder grossen, glatten oder sehr selten nach $[210:10.6.1]$ gestreiften Flächen auf. (Abb. 1 und 2) An den Kombinationen mit untergeordneter Form $e\{210\}$ wurde $Y\{10.6.1\}$ mit mittelgrossen Flächen festgestellt, hingegen an denjenigen mit einer grossen $e\{210\}$ -Fläche wurde sie immer mit zwei grossen Flächen beobachtet. Aber in solchen Fällen sind diese verschoben und erheben sich in der Mitte der gross entwickelten $e\{210\}$ -Flächen. (Abb. 1) Die Diploeder anderer Indices sind schmal oder mittelgross.

Der Typus der Kristalle ist ausgesprochen hexaedrisch.

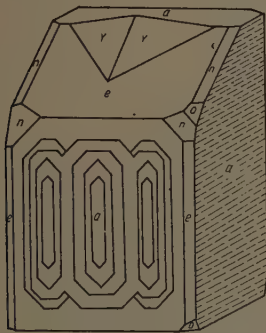


Abb. 1

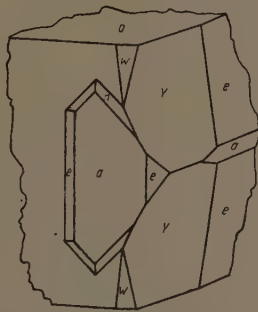


Abb. 2

Bikás—Vagnár — Vagnár (Tschechoslovakei).

Die auf dem derben Pyrit sitzenden Pyritkristalle sind 2--2,5 mm gross. Ihre Hauptform ist das Hexaeder mit untergeordneten $e\{210\}$ -Flächen.

Boica — Băița (Rumänien).

Von den Pyritkristallen von Boica—Băița war bisher nur die Form $e\{210\}$ bekannt. An zwei Kristallen von der Grösse 0,75—2 mm konnte ich folgende Formen bestimmen:

$$\begin{array}{ll} a\{100\} & e\{210\} \\ o\{111\} & \Psi\{942\} \end{array}$$

Die Hauptform der Kristalle ist $e\{210\}$, infolgedessen der Typus der Kristalle pentagondodekaedrisch ist. $a\{100\}$ und $o\{111\}$ besitzen kleine Flächen. Die seltene Form $\Psi\{942\}$ wurde nur an dem grösseren Kristall mit zwei mittelgrossen bis kleinen Flächen sicher festgestellt.

Budapest (Komitat Pest, Ungarn)

In dem mittelmiozänen Sand einer Tiefbohrung an der Mündung des Rákospatak (Rákosbaches) wurden schöne Pyritkristalle gefunden. Die höchstens 0,5 mm grossen Kristalle weisen eine Kombination des dominierenden Oktaeders und des kleinflächigen Hexaeders auf.

Erzsébetbánya — Baia Lăpușului (Rumänien)

Die Pyritkristalle dieses Vorkommens weisen hexaedrische und pentagondodekaedrische Typen auf.

Die 9 bis 14 mm grossen hexaedrischen Kristalle sitzen auf Quarz. Neben dem Hexaeder tritt die Form $e\{210\}$ mit untergeordneten Flächen auf. Die Flächen beider Formen sind rauh, doch schimmernd und sehen so aus, als ob sie mit einer weisslichen Metallfarbe überzogen wären, infolgedessen die Farbe der Kristalle weisslichgelb ist.

Die pentagondodekaedrischen Kristalle kommen mit Kupferkies, Quarz und Fluorit vor. Der untersuchte Kristall ist 0,5 mm gross, seine Formen sind: $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$, $s\{321\}$; die letztgenannte Form ist für den Pyrit dieses Fundortes neu.

Felsőbánya — Baia Sprie (Rumänien)

An den neuerdings untersuchten Pyritkristallen wurden neben der vorherrschenden Form $e\{210\}$ auch das Hexaeder und die an dem Pyrit von Felsőbánya noch nicht bekannten Formen $t\{421\}$ und $o\{111\}$ festgestellt.

Kisasszonybánya — Nistru (Rumänien)

Über die Kristallographie des Pyrits von Kisasszonybánya—Nistru besaßen wir bisher keine Daten. Die untersuchten Kristalle kommen mit

derbem Pyrit, Kupferkies, Sphalerit und Quarz vor. Die Formen des gräulichen, weisslichen oder blasvioletten Quarzes sind $m\{10\bar{1}0\}$, $r\{01\bar{1}1\}$ und $z\{01\bar{1}1\}$. Der kristallisierte Pyrit sitzt entweder auf derbem Pyrit oder auf Quarzkristallen. Die Grösse der Kristalle ist im allgemeinen 0,5–3 mm, doch wurden drei hexaedrische Kristalle von der Grösse 12, 17 und 18 mm beobachtet. Die festgestellten Formen sind:

$$\begin{array}{ll} a\{100\} & e\{210\} \\ o\{111\} & n\{211\} \end{array}$$

Im allgemeinen sind die Hauptformen $a\{100\}$ und $e\{210\}$. Die Flächen der Form $o\{111\}$ sind auf zweierlei Arten ausgebildet: wenn sie klein sind, dann glatt und glänzend, wenn sie gross sind, dann rauh und ein wenig matt. Die Flächen der Form $n\{211\}$ sind immer klein und schlecht reflektierend.

Die festgestellten Typen sind: *a*) hexaedrisch, *b*) oktaedrisch, *c*) pentagondodekaedrisch und *d*) *a*–*e* Mittelkristalle.

An einigen hexaedrischen Kristallen tritt $a\{100\}$ allein auf. Die weiteren hexaedrischen Kombinationen sind: *a*) Hexaeder mit mittelgrossen Oktaederflächen; manchmal Hexaeder-Oktaedermittelkristalle, *b*) Hexaeder mit kleinen $e\{210\}$ -Flächen, *c*) Hexaeder mit kleinen $e\{210\}$ - und mittelgrossen $o\{111\}$ -Flächen, *d*) Hexaeder mit mittelgrossen $e\{210\}$ -, $o\{111\}$ - und untergeordneten $n\{211\}$ -Flächen.

Oktaedrische Kristalle, deren einzige Form das Oktaeder ist, sind sehr selten.

An den pentagondodekaedrischen Kristallen herrscht die Form $e\{210\}$ vor. Allein tritt sie niemals auf, sondern nur mit den kleinflächigen Formen $a\{100\}$ und $o\{111\}$. Unter diesen Kristallen wurde ein Eisenkreuz-Zwilling beobachtet.

Kisbánya — Chiuzbaia (Rumänien),

Über die Kristallographie des Pyrits von Kisbánya—Chiuzbaia besassen wir bisher keine Daten. Die Pyritkristalle sind nicht wegen ihres Formenreichtums, sondern wegen ihrer Ausbildung bemerkenswert.

Die untersuchten Pyritkristalle sitzen auf einem Gemenge von Sphalerit, Pyrrhotin, Pyrit und Galenit. Die Begleitminerale sind wasserheller, gräulicher oder weisser Quarz, bräunlicher Siderit, gelber Dolomit, wasserheller oder weisser Kalzit, manchmal Chalkopyrit und sehr selten Arsenopyrit.

Der Pyrit kommt in mehreren Generationen vor: 1. in normal gebildeten Kristallen, 2. in gestört entstandenen Kristallen und 3. in Pyritpseudo-morphosen nach Pyrrhotin.

An den 0,5—13 mm grossen, normal gebildeten Kristallen treten die Formen $a\{100\}$, $o\{111\}$, und $e\{210\}$ mit glatten und glänzenden Flächen auf. Es wurden 7 Typen festgestellt: a) hexaedrische Kristalle mit der einzigen Form $a\{100\}$, b) oktaedrische Kristalle mit untergeordnetem Hexaeder, c) Mittelkristalle des Hexaeders und Oktaeders, d) Hexaederkristalle mit schmalen $e\{210\}$ -Flächen, e) Kristalle mit vorherrschender $e\{210\}$ und untergeordneter $a\{100\}$, f) $e\{210\}$ - $a\{100\}$ -Mittelkristalle, g) pentagondodekaedrische Kristalle mit der einzigen Form $e\{210\}$.

Die gestört entstandenen Kristalle gehören zu den Typen der gedrillten Kristalle. Der grösste Teil der Kristalle ist charakteristischer Mosaikkristall von zwei Endausbildungsformen; die eine ist das krummflächige Hexaeder, die zweite ist der Kugelkristall; diese werden durch mehrere Übergangsformen, Keil- und Sattelkristallen verknüpft. — Die mosaikkristallbildenden Subindividuen sind Hexaeder von der mikroskopischen Grösse bis 0,5 mm, sehr selten 4,5 mm. Die Mosaikkristalle erreichen eine Grösse von 4 bis 60 mm.

Die Pyritpseudomorphosen nach Pyrrhotin sind sehr verbreitet. Diese Kristalle sind im allgemeinen 0,5—2 mm gross und zeigen mehrere Typen: a) die einzige Form ist das Hexaeder, b) vorherrschendes Hexaeder mit mittel-grossem Oktaeder, c) pentagondodekaedrische Kristalle entweder von der einzigen Form $e\{210\}$ oder von dominierender $e\{210\}$ und untergeordneter $a\{100\}$, oder von vorherrschender $e\{210\}$ mit mittelgrosser $o\{111\}$ und mit kleiner $a\{100\}$. Die Flächen der Pseudomorphosen sind grün, grünlichblau, violett oder kupferrot angelaufen.

Largabánya — Largă (Rumänien)

Es wurden die Pyritkristalle von zwei Stufen untersucht. Die 10—14 mm grossen Pyritkristalle der ersten Stufe sind auf Quarz aufgewachsen. Die beobachteten Formen sind: $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$. Die vorherrschende Form ist $e\{210\}$; $o\{111\}$ besitzt mittelgrosse, $a\{100\}$ kleine Flächen. Die manchmal 15 mm grossen Pyritkristalle der zweiten Stufe sitzen auf derbem Pyrit. Es treten die Formen $e\{210\}$ und $a\{100\}$ auf; $e\{210\}$ ist dominierend, $a\{100\}$ ist untergeordnet. Diese letzteren Kristalle sind ohne Ausnahme schöne Eisenkreuz-Zwillinge.

Luciabánya (Tschechoslovakei)

Die neu untersuchten Pyritkristalle weichen von den bisher beschriebenen ab. Die Formen der 1,5—2,5 mm, manchmal 9 mm grossen Kristalle sind $e\{210\}$, $o\{111\}$, und $\Sigma\{532\}$. Die typusbestimmende Form ist $e\{210\}$. Die Form $\Sigma\{532\}$ ist stärker entwickelt als die $o\{111\}$.

Nadap (Komitat Fejér, Ungarn)

Von den Pyritkristallen von Nadap war bisher nur das Hexaeder bekannt. Die jetzt untersuchten, 0,5—2,5 mm grossen Kristalle sind sehr formenreich. Die Kristalle sitzen auf selten frischem, sondern auf meistens verwittertem Pyroxenandesit in der Begleitung von Desmin, Quarz und Fluorit. Es wurden insgesamt 47 Kristalle untersucht, unter diesen 16 goniometrisch gemessen und die folgenden 39 Formen festgestellt:

$a\{100\}$	$\eta\{940\}$	$\{11.4.4\}$	$\{77.48.48\}$
$d\{110\}$	$e\{210\}$	$m\{311\}$	$\{855\}$
$o\{111\}$	$\{15.8.0\}$	$n\{211\}$	$\{14.9.9\}$
$h\{410\}$	$\{24.13.0\}$	$\{19.10.10\}$	$\beta\{322\}$
$\varepsilon\{10.3.0\}$	$\vartheta\{430\}$	$\{15.8.8\}$	$\{13.9.9\}$
$\{19.6.0\}$	$\{554\}$	$\{13.7.7\}$	$\{17.12.12\}$
$f\{310\}$	$\{443\}$	$\{16.9.9\}$	$\{755\}$
$k\{520\}$	$\{775\}$	$\{12.7.7\}$	$u\{632\}$
$\mathbb{G}\{12.5.0\}$	$p\{221\}$	$\{533\}$	$s\{321\}$
$O\{730\}$	$q\{331\}$	$\{13.8.8\}$	

Die Kombinationen der Kristalle s. S. 332

Die Kristalle gehören 5 Typen an: *a*) hexaedrische, *b*) oktaedrische, *c*) Hexaeder-Oktaedermittelkristalle, *d*) Oktaeder-Pentagondodekaeder-Mittelkristalle, *e*) pentagondodekaedrische Kristalle.

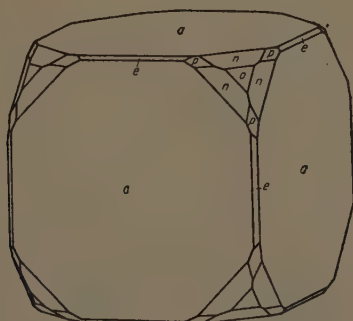


Abb. 3

Die hexaedrischen Kristalle mit der einzigen Form $a\{100\}$ sind in das Gestein eingewachsen; aufgewachsen sind sie sehr selten. Einen komplizierten hexaedrischen Kristall stellt Abb. 3 dar.

Form	Kristall- nummer															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
a {100}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
d {110}																
o {111}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h {410}																
e {10.3 0}															*	*
{19.6.0}															*	*
f {310}															*	*
k {520}															*	*
G {12.5 0}															*	*
O {730}															*	*
η {940}															*	*
e {210}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{15.8.0}															*	*
{24.13.0}															*	*
θ {430}				*		*	*			*	*		*		*	*
{544}								*				*				
{443}												*				
{775}												*				
p {221}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
q {331}													*			*
{11.4.4}		*											*			
m {311}								*								
n {211}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{19.10.10}			*													
{15.8.8}					*											
{13.7.7}		*	*													
{16.9.9}		*	*													
{12.7.7}			*													
{533}		*	*	*												
{13.8.8}			*	*												
{77.48.48}				*												
{855}		*	*	*	*	*										
{14.9.9}			*	*	*	*										
β {322}				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{13.9.9}			*				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{17.12.12}							*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
{755}							*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
u {632}		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
s {321}		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Typus der Kristalle	Hex.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	Okt.	a—o	a—o	o—e	Pent.	Pent.

Die oktaedrischen Kristalle und die Hexaeder-Oktaeder-Mittelkristalle kommen sehr häufig vor (Abb. 4, 5 und 6).

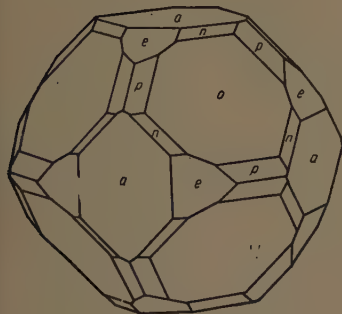


Abb. 4

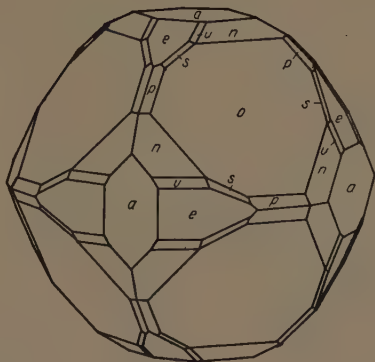


Abb. 5

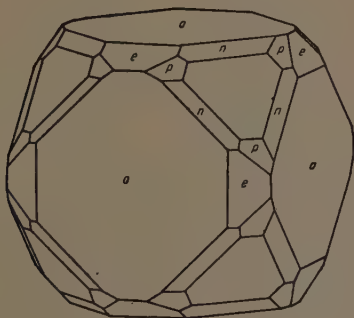


Abb. 6

Die Mittelkristalle des Hexaeders und des Pentagondodekaeders $e\{210\}$ sind recht selten, ebenso selten sind die pentagondodekaedrischen Kristalle mit der vorherrschenden Form $e\{210\}$. (Abb. 7).

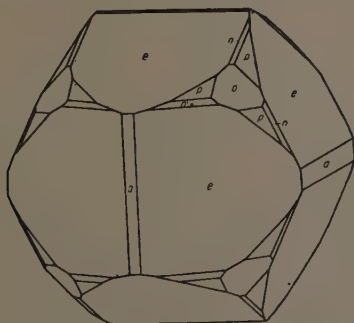


Abb 7

Auf dem stark verwitterten Andesit kommen schöne Limonitpseudomorphosen nach Pyrit vor. Der Typus dieser Kristalle ist vorwiegend oktaedrisch, selten sind es Mittelkristalle von Oktaeder und Hexaeder. Die Formen dieser Kristalle sind dieselben, wie die der vorher beschriebenen entsprechenden Kristalle.

Selmechánya — Baňská Štiavnica (Tschechoslovakei)

Die Pyritkristalle aus dem Spitalergang von Selmechánya—Baňská Štiavnica sind 1—15 mm gross. An den 13 Kristallen wurden die folgenden Formen festgestellt :

a{100}	{15·4·0}	κ{850}	*{12·11·0}
d{110}	γ{720}	g{320}	{25·24·0}
{37·1·0}	Δ{830}	{29·21·0}	*{24·25·0}
{27·1·0}	{31·12·0}	θ{430}	{13·14·0}
{19·1·0}	k{520}	e _c {13·10·0}	π{780}
*{13·2·0}	{16·7·0}	λ{11·9·0}	D{450}
J{11·2·0}	{11·5·0}	{17·14·0}	g'{230}
{510}	{19·9·0}	ν{650}	m{311}
α{920}	e{210}	σ{760}	{733}
{17·4·0}	l{530}	ξ{980}	n{211}
		π{870}	Y{10·6·1}

Die Winkelwerte der neuen Formen sind folgende :

	gemessen	berechnet
(13·2·0) : (100) =	8°55'	8°45'0''
(12·11·0) : (100) =	42°23'	42°30'38''
(24·25·0) : (010) =	43°39'	43°39'50''

Die Kombinationen der Kristalle sind folgende :

Form	Kristall- nummer												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
a{100}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
d{110}				*						*			
{37.1.0}							*						
{27.1.0}				*									
{19.1.0}				*									
*{13.2.0}				*									
J{11.2.0}				*									
{510}										*			
α{920}				*									
{17.4.0}											*	*	
{15.4.0}				*									
λ{720}				*					*				
D{830}				*									
{31.12.0}				*									
k{520}				*									
{16.7.0}				*									
{11.5.0}				*									
{19.9.0}										*			
e{210}	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
l{530}													*
κ{850}													*
g{320}				*							*	*	
{29.21.0}													*
θ{430}													*
e _c {13.10.0}													*
λ{11.9.0}										*			
{17.14.0}										*	*		
ν{650}										*	*	*	*
σ{760}													*
ξ{980}										*			
π{870}										*			
*{12.11.0}												*	
{25.24.0}												*	
*{24.25.0}												*	
{13.14.0}										*			
π{780}										*	*	*	
D{450}										*	*	*	
g{230}										*	*	*	
n{311}		*									*	*	
m{211}	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*
{733}		*								*			*
Y{10.6.1}				*					*				
Typus der Kristalle	Hex.	Pent.	Hex.	Hex.-Y.	Pent.	Hex.	Hex.	Hex.	Pent.	Pent.	Pent.	Pent.	Pent.

Auffallend ist die grosse Zahl der positiven Pentagondodekaeder. Unter den positiven Pentagondodekaedern besitzt $e\{210\}$ die grössten Flächen; die übrigen $\{hk0\}$ -Flächen sind schmale Streifen. Die Formen $m\{311\}$, $\{753\}$, $n\{211\}$ zeigen gute Flächen, unter diesen ist $n\{211\}$ die Hauptform.

Der Typus der Kristalle ist hexaedrisch und pentagondodekaedrisch.

ZUSAMMENFASSUNG

Die kristallographische Untersuchung der Pyritvorkommen innerhalb des Karpatengürtels hat zu neuen Ergebnissen geführt.

Bélabánya — *Belá* (Tschechoslowakei). An den Pyritkristallen dieses Vorkommens gelang es 20 Formen festzustellen, unter denen $\{13.5.5\}$ und $\{13.6.6\}$ im allgemeinen neu sind. Der Typ der untersuchten Kristalle ist hexaedrisch.

Bikás-Vagnár — *Vagnár* (Tschechoslowakei). Die Hauptform der Pyrite dieses Fundortes ist das Hexaeder, an den sich der untergeordnete $e\{210\}$ -Pentagondodekaeder anschliesst.

Boica — *Băița* (Rumänien). An den pentagondodekaedrischen Kristallen dieses Vorkommens treten die Formen $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$, $\psi\{942\}$ auf.

Budapest (Ungarn). In der Nähe der Hauptstadt, an der Mündung des Rákospaches in die Donau, wurden aus einer Tiefbohrung Pyritkristalle zutage gefördert, bei denen die Spitzen des dominanten Oktaeders von Hexaedern abgestumpft werden.

Erzsébetbánya — *Baia Lăpușului* (Rumänien). An den Pyritkristallen konnte der hexaedrische und pentagondodekaedrische Typ festgestellt werden. Die Kristallformen sind: $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$ und $s\{321\}$.

Felsőbánya — *Baia Sprie* (Rumänien). Bei den Kristallen dieses Fundortes kommen ausser der dominierenden Form $e\{210\}$ auch $a\{100\}$ und die bisher hier unbekannten Formen $o\{111\}$ und $t\{421\}$ vor.

Kisasszonybánya — *Nistru* (Rumänien). Am Pyrit dieses Vorkommens konnten nur die Formen $a\{100\}$, $o\{111\}$ und $n\{211\}$ festgestellt werden. Die Kristalltypen sind: a) hexaedrisch, b) oktaedrisch, c) pentagondodekaedrisch, d) hexaedrisch mit grossen $e\{210\}$ -, $o\{111\}$ - und untergeordneten $n\{211\}$ -Flächen.

Kisbánya — *Chiuzbaia* (Rumänien). Die von hier stammenden Pyritkristalle verdienen nicht so sehr wegen ihres Formenreichtums, sondern wegen ihrer Ausbildungen besondere Beachtung. Festgestellte Formen sind: $a\{100\}$, $o\{111\}$ und $e\{210\}$. Die Kristalltypen sind: a) hexaedrisch, die einzige Form ist $a\{100\}$, b) oktaedrisch mit untergeordnetem Hexaeder, c) Hexaeder-Oktaeder-Mittelkristall, d) hexaedrisch mit schmalen $e\{210\}$ -Flächen, e) vorherrschend $e\{210\}$, untergeordnet $a\{100\}$, f) $e\{210\}$ -, $a\{100\}$ -Mittelkristall, g) pentagondodekaedrisch mit $e\{210\}$ als einziger Form. Der grösste Teil der Kristalle sind Mosaikkristalle mit zwei extremen Ausbildungen: die eine ist der Hexaeder mit gekrümmten Flächen, die andere der Kugelkristall; diese Ausbildungsformen werden von zahlreichen Übergängen, wie Keil- und Sattelkristallen, miteinander verbunden.

Häufig sind die Pyritpseudomorphosen nach Pyrrhotin. Die beobachteten Typen sind a) hexaedrisch mit der einzigen Form $a\{100\}$, b) vorherrschender Hexaeder mit untergeordnetem

Октаедр, *c*) pentagondodekaedrische Kristalle, mit alleinigem $e\{210\}$ oder dominierendem $e\{210\}$ und untergeordnetem $a\{100\}$, oder aber mit dominierendem $e\{210\}$ mit mittelgrossem $o\{111\}$ und kleinem $a\{100\}$.

Largabánya — Larga (Rumänien). Die Pyritkristalle dieses Vorkommens besitzen die Formen $a\{100\}$, $o\{111\}$ und $e\{210\}$. Eisenkreuz-Zwillinge sind häufig.

Lucibánya (Tschechoslowakei). An den pentagondodekaedrischen Pyriten treten ausser der dominierenden Form $e\{210\}$ auch $o\{111\}$ und $\Sigma\{532\}$ auf.

Nadap (Ungarn). Unter den hydrothermalen Mineralien des in der Nähe dieser Ortschaft befindlichen Pyroxen-Andesit-Steinbruchs kommen flächenreiche Pyritkristalle vor. An den 47 untersuchten Kristallen wurden 39 Formen festgestellt. Die Kristalltypen sind: *a*) hexaedrisch *b*) oktaedrisch, *c*) Hexaeder-Октаедр-Mittelkristalle, *d*) Октаедр-Pentagondodekaедр-Mittelkristalle, *e*) pentagondodekaedrische Kristalle.

Selmecbánya — Baňská Štiavnica (Tschechoslowakei). An den untersuchten 13 Pyritkristallen dieses Vorkommens traten 42 Formen auf, unter denen im allgemeinen $\{13.2.0\}$, $\{12.11.0\}$ und $\{24.25.0\}$ als neu betrachtet werden können. Die Kristalltypen sind hexaedrisch und pentagondodekaedrisch.

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПИРИТОВ БАСЕЙНА КАРПАТ

Л. Токоди

Резюме

Кристаллографическое исследование пиритовых месторождений, находящихся внутри зоны Карпат, привело к новым результатам.

Белабанья-Бела (Чехословакия). На пиритовых кристаллах этого месторождения было возможно определить 20 форм, из которых $\{13.5.5\}$ и $\{13.6.6\}$ являются новыми. Тип изученных кристаллов гексаэдровый.

Бикош-Вагнар (Чехословакия). Основной формой пиритов является гексаэдр, к которому в подчиненной мере соединяется пентагон-додекаэдр $e\{210\}$.

Бойца-Баита (Румыния). На пентагон-додекаэдровых кристаллах появляются $a\{100\}$, $o\{111\}$, $\{210\}$ и $\psi\{942\}$.

Будапешт (Венгрия). На пиритовых кристаллах, добытых при глубоком бурении, проведенного в районе Будапешта, в устье ручейка Ракош, вершины господствующего октаэдра затупятся гексаэдром.

Эржебетбанья-Баиа Лапушлуй (Румыния). На кристаллах пирита можно определить гексаэдровые и пентагон-додекаэдровые типы. Формами кристаллов являются $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$, $s\{321\}$.

Фельшёбанья-Баиа Сприе (Румыния). На кристаллах, изученных в последнее время, кроме преобладающей формы $e\{210\}$ участвуют $a\{100\}$, как и неизвестные до сих пор из этого месторождения $o\{111\}$ и $t\{421\}$.

Кишассоньябанья-Нистру (Румыния). На пиритах можно определять $a\{100\}$, $o\{111\}$ и $n\{211\}$. Типы кристаллов: *a*) гексаэдровый, *b*) октаэдровый, *в*) пентагон-додекаэдровый, *г*) гексаэдровый с большими гранями $e\{210\}$, $o\{111\}$ и подчиненной гранью $n\{211\}$.

Кишбанья-Хиузбана (Румыния). Пиритовые кристаллы заслуживают внимания не из-за их богатства форм, а вследствие их развития. Обнаруженные формы: $a\{100\}$, $a\{111\}$ и $e\{210\}$. Типы: а) гексаэдровый, единственная форма $a\{100\}$, б) октаэдровый с подчиненным гексаэдром, в) гексаэдро-октаэдровый кубооктаэдр, г) гексаэдровый узкими гранями $e\{210\}$, д) преобладающий $e\{210\}$ и подчиненный $a\{100\}$, е) кубооктаэдр $e\{210\}$ — $a\{100\}$, ж) пентагон-додекаэдровый, единственная форма $e\{210\}$. Преобладающая часть кристаллов являются мозаичными кристаллами с двумя крайними развитиями: одна крайняя форма гексаэдр с искривленными гранями, а другая — сферокристалл; эти крайние формы соединены целым рядом переходов — сфероидных и ортодомных форм.

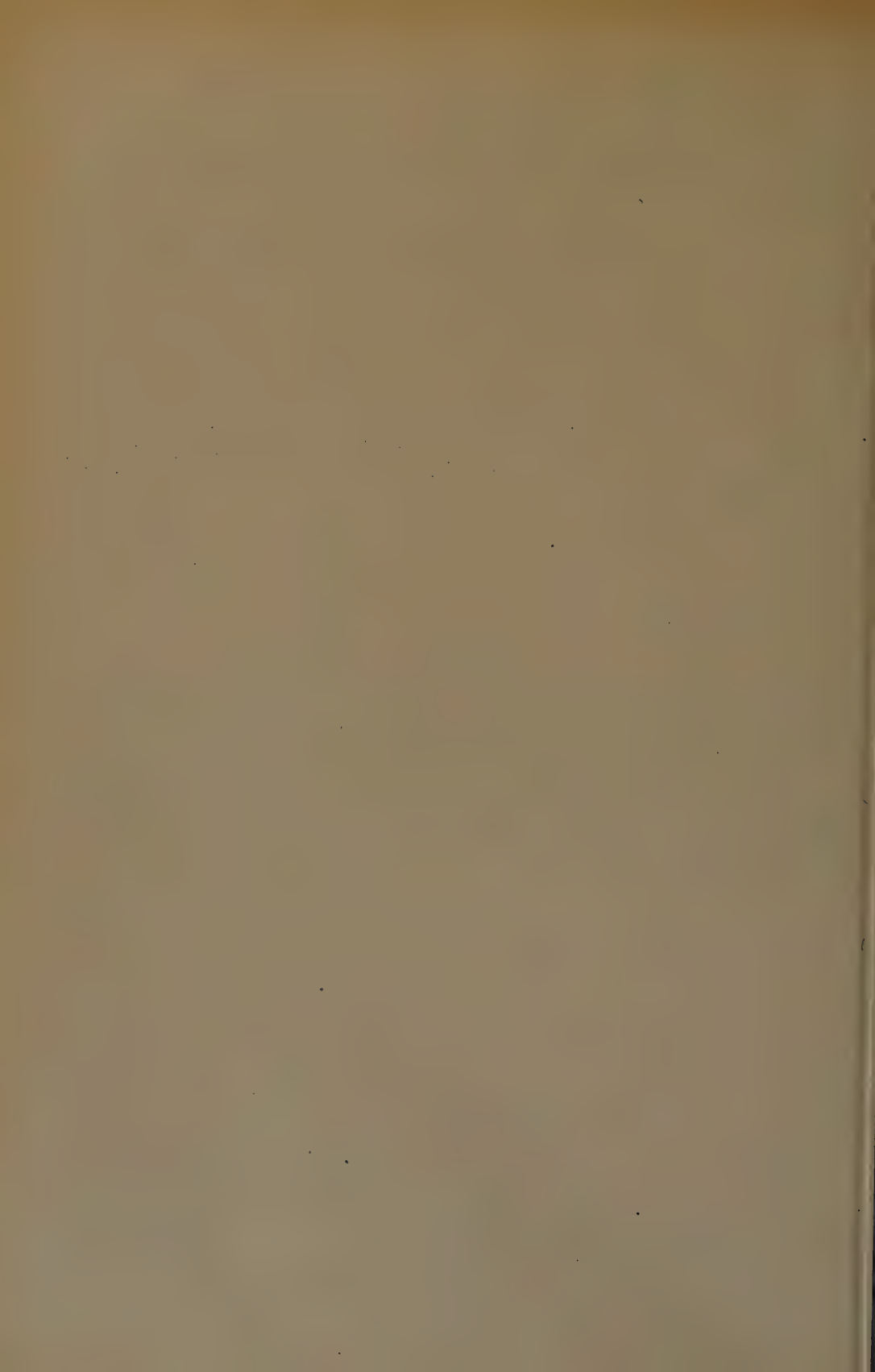
Частыми являются псевдоморфные кристаллы пирита после пирротина. Их типы: а) гексаэдровый, единственная форма $a\{100\}$, б) господствующий гексаэдр с подчиненным октаэдром, в) пентагон-додекаэдровые кристаллы с единственным $e\{210\}$ или с господствующим $e\{210\}$ и подчиненным $e\{100\}$, или же с господствующим $e\{210\}$, средним $e\{111\}$ и мелким $a\{100\}$.

Ларгабанья-Ларга (Румыния). На кристаллах пирита присутствовали $a\{100\}$, $a\{111\}$ и $e\{210\}$. Часто встречаются двойники в форме железного креста.

Луцабанья (Чехословакия). На пирите пентагон-додекаэдрового типа кроме господствующего $e\{210\}$ появлялись формы $e\{111\}$ и $\Sigma\{532\}$.

Надап (Венгрия). Между гидротермальными минералами пироксен-андезитовой каменоломни, находящейся в районе этой деревни, встречаются пиритовые кристаллы, имеющие много граней. На изученных 47 кристаллов были развиты 39 форм. Типы кристаллов: а) гексаэдровый, б) октаэдровый, в) гексаэдро-октаэдровые кубооктаэдры, г) октаэдро-пентагондодекаэдровые кубооктаэдры, д) пентагон-додекаэдровые кристаллы.

Шельмецбанья-Баньска Штьявница (Чехословакия). Из 13 пиритовых кристаллов этого месторождения выявлено 42 формы, из которых $\{13.2.0\}$, $\{12.11.0\}$ и $(24.25.0)$ вообще являются новыми. Типы кристаллов гексаэдровый и пентагондодекаэдровый.



CONTRIBUTIONS AU PROBLÈME DE L'ALTÉRATION LATÉRITIQUE DES ROCHES

Par

E. VADÁSZ

de l'Université de Budapest.

Manuscrit présenté le 9 juin 1951

En 1933, Etienne *Vitális* a donné dans une de ses études, la preuve certaine d'une succession des coulées de lave sur le Kabhegy, dans la formation volcano-basaltique de la région du Lac Balaton. Il a établi la présence sur le Kabhegy d'une nappe de basalte supérieure plus jeune, et d'une nappe inférieure plus âgée, entre lesquelles il y a une couche argileuse rouge, de 3 m d'épaisseur environ, provenant de la décomposition du basalte. Il mentionne aussi le caractère latéritique de l'argile rouge, qui contient 20% d' Al_2O_3 . Nous avons étudié cette question au point de vue de l'exploration des bauxites en Hongrie, et nous pensons qu'elle mérite d'être élucidée de ce côté sur la base des données obtenues depuis l'apparition de l'article d'E. Vitális.

Sur le versant nord-ouest du Kabhegy, dans les confins de Csékut-Padrag, dans une carrière délaissée depuis, on a complètement traversé la couverture basaltique en plusieurs endroits, à l'aide de forages et de puits de sondage. Le basalte touffu ne se trouve qu'en très petits fragments, irrégulièrement dispersés, relativement à la grande étendue de la nappe basaltique. Sa partie supérieure est inégale et se désagrège en plaques. La plus grande partie du basalte est une roche à texture plus lâche, poreuse — cellulaire — caverneuse, plutôt dure ou à grains de maïs. Cette partie du basalte repose sur du calcaire à Nummulites de l'éocène-moyen. L'épaisseur de la nappe basaltique varie entre 11 et 60 m, selon la topographie.

Le produit argileux rouge, dense, d'apparence grasseuse, se trouvant dans les cavités et les fissures du basalte poreux-caverneux, s'est révélé déjà au premier aspect comme un produit d'altération colloïdal. Dans les sondages, ainsi qu'au contact du basalte et de l'éocène, on l'a trouvé en couches continues, s'émiettant en petits fragments à cassure polygonale. Les échantillons collectionnés en mars 1934, en plusieurs endroits, ont la composition suivante selon les analyses de *T. Gedeon* :

L'échantillon N° 1 est, selon la constatation de *T. Gedeon*, d'apparence argileuse, se délaye facilement à l'eau et donne une solution colloïdale. Les autres échantillons s'effritent en éclatant, agités ils se déposent rapidement, et ne donnent pas de solutions colloïdales.

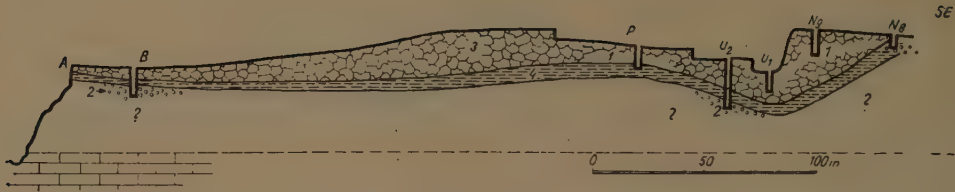


Fig. 1

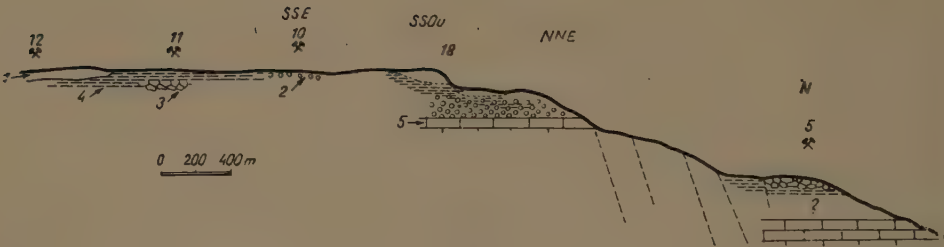


Fig. 2

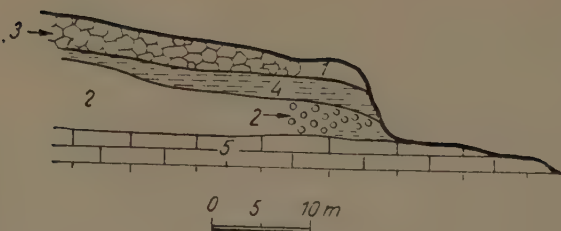


Fig. 3

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	CaO	MnO ₂	Perte d'ignition
1. Échantillon provenant des fissures du basalte, 1930	28,14%	45,90%	10,16%	2,10%	1,24%	0,20%	11,96%
2. Fouille de recherche F. à la limite basalte-éocène	16,10	57,68	13,05	0,65	4,50	0,08	7,88
3. Fouille de recherche U.	24,23	45,62	11,60	1,70	4,15	0,10	12,60
4. Fouille de recherche U, entrée nord	20,60	45,60	12,70	1,85	4,02	0,05	15,18
5. Tranchée No. 18	12,08	57,72	13,50	2,00	4,50	0,06	10,14
6. Tranchée No. 18. fissures du basalte scorifié	25,61	43,28	13,18	2,20	4,08	0,05	11,60

Nos profils géologiques de l'an 1934 donnent une image du mode d'occurrence. Le profil N° 1 est identique à la figure N° I de *Vitális*, complétée par les données géologiques correspondantes. Les profils N° 2 et 3 montrent la relation de la nappe de basalte avec les couches de l'éocène, avec deux couches d'argile rouge. La figure N° 4 donne une image schématique du gisement du basalte sur l'éocène et de l'ordonnance de l'argile rouge dans l'ancienne fouille F.

Les roches transpercées par les sondages nous permettent des observations concernant l'état d'altération du basalte.

Les données confirment les conclusions de *E. Vitális* concernant l'avènement réitéré des coulées de laves basaltiques. Selon les analyses de *T. Gedeon*, il n'est pas douteux que l'argile rouge de la limite basalte-éocène et celle située entre les coulées de lave, doivent être considérées comme des produits d'une altération siallitique. Dans l'échantillon N° 1, 25,74% de la silice sont présents sous forme de quartz. L'analyse a encore établi la présence de 0,031% de Cr₂O₃, de 0,013% de V₂O₅ et de 0,30% de P₂O₅. L'état initial de l'altération siallitique du basalte est clairement démontré par la comparaison avec la teneur en constituants accessoires d'échantillons de bauxites siliceuses de Gánt, d'après les analyses de *T. Gedeon* :

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Perte d'ignit.	SiO ₂ total	Quartz	Mn ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	CaO
Gánt-Meleges	39.11%	4.55%	0.90%	14.48%	40.36%	7.10%	0.01%	0.036%	0.045%	—	—
Gánt-Haraszto	45.68	9.70	1.70	13.64	28.48	0.78	0.04	0.033	0.019	—	—
Csékut N°. 1.	28.14	10.16	2.10	11.96	45.90	25.74	0.20	0.031	0.013	0.30	1.24

Il résulte de ces analyses que la teneur en quartz et en manganèse du basalte altéré de Csékut est plus grande, la teneur en Cr₂O₃ est égale, et la teneur en V₂O₅ est essentiellement plus petite que celle de la bauxite siliceuse de Gánt.

Mme Vilma Széky-Fux a déterminé la composition minéralogique de la siallite basaltique. Comme constituants microscopiques, elle n'a pu établir que la présence de grains de limonite et de minéraux argileux du groupe mont-

morillonite et beidellite ferrugineux. *E. Nemetz* n'a pas pu trouver de l'hydrargillite par l'analyse aux rayons X. Ce résultat négatif est corroboré par la perte d'ignition relativement petite. Mme *A. Földvári* a établi par l'analyse thermique que ce produit de l'altération du basalte ne contient ni minéraux à hydrate d'alumine ni de la kaolinite, il consiste entièrement de minéraux d'argile : montmorillonite et beidellite.

Il est évident que l'argile rouge du Kabhegy est un produit d'altération du basalte. C'est prouvé par la présence de l'argile dans les cavités et les fissures de la roche, ce qui exclue la possibilité de son origine des produits d'altération de la bauxite, qui recouvre le terrain dolomitique plus élevé, situé plus au sud. La haute teneur en silice est aussi en contradiction avec cette supposition, l'argile rouge provenant de l'altération de l'allite de Vogelsberg contient peu de silice. L'argile rouge séparant les coulées de basalte est évidemment un produit d'altération formé dans l'intervalle des éruptions. L'accumulation d'argile rouge, qui se trouve en une épaisseur considérable à la base du basalte, sur la limite de l'éocène, provient de l'altération complète d'une coulée de basalte antérieure et dont le produit a été conservé sous la couche protectrice d'une coulée de basalte, survenue plus tard. Il est donc possible qu'on doit prendre en considération non seulement une éruption survenue plus tôt et une autre plus tard, mais qu'il y avait eu plusieurs coulées de lave, qui se sont succédées dans des intervalles différents. Selon les conditions de refroidissement et de solidification des coulées de lave, ainsi que selon la durée des intervalles, la texture du basalte a pris une forme différente, avec des degrés allant de la forme scorifiée-poreuse — à grains de maïs et à parties altérées, jusqu'à la décomposition complète.

Il reste à élucider la question de savoir si l'on peut qualifier ce produit d'altération du basalte comme un produit d'une altération latéritique. *M. Vendel* le qualifie justement comme une argile rouge, mais selon lui l'altération latéritique a encore été possible au pliocène moyen, sous un climat subtropical. L'examen de la matière a prouvé évidemment l'origine basaltique de l'argile, parce que les parties remplies d'argile rouge du basalte poreux-cellulaire altéré prouvent aussi la transition. La constitution chimique seule ne peut pas servir comme preuve, même si elle présente des caractères appartenant à la matière latéritique ou même aux bauxites siliceuses. La constitution minéralogique, ainsi que l'examen spectrographique par les rayons X, et l'examen thermique nous mènent plus proche à l'élucidation de la question. Nous voulons encore les compléter par des considérations géologiques comparatives.

En dehors des espèces de latérites dégradées du carbonifère, nous connaissons en Europe des formations latéritiques typiques dans le crétacé en Tchécoslovaquie (Rychnov), dans l'éocène en Irlande et dans le miocène supérieur en Allemagne. Ces dernières sont des latérites basaltiques ; en Irlande

elles sont situées entre deux nappes de basalte de l'éocène, à Vogelsberg elles gisent à la base du pliocène, après une éruption basaltique du miocène supérieur (sarmatique). Les conditions de gisement de ces dernières, décrites minutieusement par *Harrassowitz*, peuvent servir pour être comparées avec les gisements du Kabhegy. Notons que, dans les profils du Kabhegy, en dehors du matériel de transition remplissant les pores du basalte, l'on n'a pas pu observer aucune autre division de la matière altérée, comme on en observe dans les profils irlandais et du Vogelsberg. La couche d'argile rouge de la limite de l'éocène est aussi homogène, et ne renferme ni des parties pisolithiques ni des inclusions allitiques.

De la comparaison avec la siallite de Vogelsberg il résulte que, avec une teneur en silice presque identique, la siallite du Kabhegy ne contient que les deux tiers de l'alumine du Vogelsberg. Dans le produit d'altération du basalte du Kabhegy la concentration du fer et encore moins celle de l'alumine, n'atteint pas le degré et le caractère de l'altération latéritique. Il n'y a aucune trace de la formation d'un «minéral de fer basaltique»; il n'y a non plus aucune trace de déferrification. La couche de »fer basaltique« se forme, selon *Harrassowitz*, du matériel latéritique, dans des vallées boisées-marécageuses, sous l'influence de l'acide humique. L'argile rouge siallitique du Kabhegy est un produit d'altération resté sur place sur la hauteur éocène à surface unie, sans aucune trace de transportation et de redéposition. Ce mode de gisement resté sur place nous donne l'explication de l'absence d'une formation allitique. Le premier stade de l'altération latéritique des roches est toujours la formation d'un produit siallitique. La production d'un produit allitique est un procédé comprenant la transportation du matériel siallitique, avec augmentation de la teneur en fer et diminution de la teneur en silice. Ni dans les profils latéritiques des tropiques, ni dans les gisements de Vogelsberg, l'allite (bauxite) n'est en contact immédiat avec la roche d'origine non altérée, le basalte. Selon *Harrassowitz*, le profil primaire de Vogelsberg, avec son toit d'argile rouge, a la composition suivante : couche de surface, zone d'accumulation (transformation), zone d'altération, roche non altérée, argile rouge (terre rouge), croûte ferrugineuse, allite, siallite, basalte.

L'altération du basalte au Kabhegy ne possède de tous ces caractéristiques de l'altération »latéritique« que le produit siallitique. Donc ce n'est pas un cas d'altération »latéritique«, mais c'est bien le cas de la formation d'une argile qui se forme partout, sous un climat tempéré, par l'altération des roches éruptives et à laquelle les géologues hongrois, d'après *Joseph Szabó*, donnent le nom de »nyirok« (nom populaire pour l'argile rouge de certaines régions de la Hongrie). L'altération latéritique des roches ne s'effectue que dans les régions tropicales (subtropicales), sous un climat chaud, alternativement humide et sec. Au temps de l'épandage du basalte du Kabhegy, à la fin de l'étage pannonien-supérieur, l'on doit admettre un climat essentiellement le

même qu'aujourd'hui, sous lequel l'altération simple de la roche a produit une argile rouge, qui a conservé la plupart des constituants originaux du basalte, notamment aussi l'acide phosphorique.

E. Vitális fait allusion à la longue durée de la pause entre les éruptions, comme une cause de l'altération intensive du basalte. Quoique l'activité volcanique de l'étage pannonien supérieur ne signifie pas une longue durée de temps au point de vue géologique, pourtant il y avait assez de temps pour une altération intensive de la roche, n'importe quel chiffre qu'on prenne en considération. Nous devons encore faire la constatation que, quoiqu'on ne puisse pas considérer cette argile rouge comme un produit latéritique, elle est pourtant un produit d'altération spécifique, formé par des processus d'altération énergiques. La cause de l'intensité du processus d'altération ne peut être autre que les différences du climat. La teneur moindre en alumine de l'argile rouge du Kabhegy indique un climat subtropical plutôt sec. Ce caractère peut servir, selon *Glinka*, pour la distinguer de la latérite typique.

Il est à noter que *Glinka* a trouvé dans les environs de Bikszád, en Roumanie, sous une latitude presque identique à celle de l'argile rouge du Kabhegy ($47^{\circ} 50'$), un produit d'altération rouge de l'ère tertiaire, provenant d'andésite, qu'il a identifié avec la terre rouge de Tschokwa, près de Batoum, sur la rive est de la Mer-Noire, provenant aussi d'andésite. Le produit d'altération de l'andésite de Bikszád, avec sa teneur en alumine de 47,65%, peut bien être un vrai produit latéritique; aussi au temps de sa formation, au miocène-supérieur, le climat subtropical humide nécessaire pour la latérisation y était présent.

Une argile rouge pareille se trouve au versant sud de la montagne Mátra, dans les environs de Markaz, dans des tufs andésitiques. Au-dessus il y a une nappe de gros cailloux, ce qui fixe l'âge du produit d'altération rouge à la fin du pliocène.

Selon les recherches de *J. Sümeghy*, la zone subtropicale chaude s'étendait au pliocène, beaucoup plus au nord, que de nos jours. Par contre l'argile rouge du Kabhegy prouve que la formation de »l'argile rouge« n'est pas un vrai phénomène de latérisation, parce qu'elle s'est effectuée dans des conditions moins humides.

Nous mentionnons encore que dans la plaine au sud du Kabhegy, autour d'Öcs, mais aussi dans la région des autres monts basaltiques du bassin de Tapolca, il y a des sédiments argileux rouges du pannonien-supérieur, dont le matériel a pu provenir de cette argile rouge basaltique. Mais cette argile rouge n'est pas un produit latéritique, et il n'existe aucun rapport entre elle et les formations bauxitiques de la Hongrie. Pour éviter des confusions ultérieures, l'on ne peut pas qualifier de sol la latérite. Au point de vue géologique, même l'argile rouge du Kabhegy n'est pas une formation de sol.

RÉSUMÉ

L'auteur dans son étude a attiré l'attention sur le fait que dans la littérature on traite la question de l'altération latéritique des roches magmatiques, se produisant sous un climat tropical ou subtropical, à saisons humides et sèches alternantes, comme une question pédologique, tandis qu'elle n'est exclusivement qu'une question de formation de roche sédimentaire. Le produit d'altération basaltique du Kabhegy, qu'on a décrit comme une latérite, est selon sa constitution chimique et ses caractères minéralogiques, une argile rouge, et au temps de sa formation à la fin du Pliocène, le climat n'était pas favorable à la formation de la latérite. Par conséquent il ne peut y avoir aucun rapport entre l'argile rouge de Kabhegy et la formation de la bauxite.

LITTÉRATURE

- Glinka, K. D.* : Mállási termékek és talajok Bikszád-fürdő környékén (Die Verwitterungsprozesse und Böden in der Umgebung des Kurortes Bikszád).
Harrasowitz, H. : Laterit. Berlin, 1926.
Harrasowitz, H. : Böden der tropischen Regionen. Laterit und allitischer (lateritischer) Rotlehm, in *Blanck, E.* : Handbuch d. Bodenlehre III., 1930.
Sümegehy J. : Északpannonföld talajainak földtani származása. M. Áll. Földt. Intézet Évi Jelentés, Vitaülések IX. 1947.
Vendel M. : A magyar bauxitok teleptana. Aluminium-kézikönyv. Mérnöki Továbbképző Intézet, 1949.
Vitális I. : Adatok a Kabhegy bazaltlávaömléséhez. Math. és Term. Értesítő. L. 1933.

ДАННЫЕ К ВОПРОСУ ЛАТЕРИТОВОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Э. Вадас

Резюме

Образование латеритов из магматических пород при тропическом и субтропическом климате геологическая литература считает почвогенезисом. По мнению автора образование латеритов является седиментарным осадкообразованием. Выветрелые остатки базальта Кабхедья (горы Баконь) были описаны как латериты, но на основе химического и минералогического состава их следует отнести к красным глинам. Во время образования красных глин, в конце плиоцена, климат был невыгодным для образования латеритов. Таким образом автор установил, что красные глины Кабхедья не имеют никаких связей с образованием бокситовых месторождений.

LA FORMATION MANGANÉSIFÈRE DE LA MONTAGNE BAKONY

Par

E. VADÁSZ

de l'Université de Budapest

Discours prononcé à l'occasion du Congrès de l'Académie Hongroise des Sciences, le 10 XII. 1951

Aperçu historique

Dans notre étude «Les couches jurassiques de la partie sud de la montagne Bakony» parue en 1909, nous avons placé à la limite du Lias moyen et supérieur, en lui donnant le nom de «silex à Radiolaires manganésifère», une formation observée à Urkut, au sommet de la colline Csárdahegy, formée d'un détritit grossier de l'abrasion miocène, accompagnée de petit fragments de minéral manganésifère.

Pendant la première guerre mondiale, en août 1917 V. *Meinhardt* a commencé, au centre de la commune d'Urkut, l'exploitation du gisement de charbon éocène, connu d'après les recherches de M. *Hantken* faites dans les soixantaines du siècle passé. Au cours de l'exploitation, d'ailleurs infructueuse, il a ouvert le corps manganésifère sous-jacent. Les conditions géologiques de ces fouilles ont été publiées en 1928 par J. *Pobozsny*, sous la forme d'un profil, d'après le croquis de K. *Papp* de l'année 1918. Ce profil, qui n'a aucun rapport avec le gisement de bauxite de la montagne Vértes, représente non seulement la situation en 1918, mais aussi la situation observable dans l'exploitation à jour de la colline Csárdahegy, commencée plus tard. Ici le corps manganésifère, situé dans les cavités karstiques du calcaire de l'étage crétacé inférieur et dans des dolines similaires du calcaire liasique, figure comme une formation de marais «paléocène». Le toit du corps manganésifère est formé de couches de l'Eocène inférieur : argile bigarrée, marne à Miliolidées, lignite, accompagnées de *Cerithium parisiense* et de *Perna urkutica*, décrites par *Hantken*, puis de calcaires à Nummulines de l'Eocène moyen. Ce classement du corps manganésifère dans l'époque paléocène s'est maintenu dans la littérature jusqu'à nos jours et c'est aussi l'origine du classement dans cette même époque des terrains à bauxite de la Transdanubie.

En mai 1922 nous avons eu l'occasion d'étudier les conditions géologiques de l'exploitation par galeries inclinées en cours. Selon notre description, non publiée, «le mur immédiat du gisement manganésifère est formé de calcaires en bancs du Lias moyen, à Crinoidées, dont la surface inégale est parsemée

de dolines. Dans sa partie supérieure le calcaire est imprégné de manganèse, qui s'est aussi infiltré dans les fissures. Immédiatement au-dessus du calcaire l'on voit un gisement de minerai manganésifère compact, d'une épaisseur variant de 0,05 à 0,50 mètres ; au-dessus il y a — après des couches d'argile grise, noire, verte et rouge — une seconde couche de minerai manganésifère de grosseur variable. Au-dessus de cette couche argileuse à manganèse, dont



Fig. 1. 30 septembre 1951, Urkut, Csárdahegy : calcaire liasique inf. à la place de l'ancienne exploitation du minerai manganésifère

l'épaisseur varie de 0,2 à 2 mètres, il y a de nouveau une couche d'argile d'une couleur vert-grisâtre caractéristique, puis suit du loess pleistocène.

Dans les occurrences de la colline Csárdahegy, explorées à l'aide de 23 fossés et puits, de profondeur variable, le mur consiste en calcaire à Brachiopodes, du Lias inférieur. Dans le toit nous avons observé des couches éocènes et du loess ; dans la partie ouest il y avait un matériau à apparence loessique, renfermant des fragments manganésifères de grosseur variable. A la Csárdahegy on peut aussi voir les signes évidents de la dénudation survenue au Miocène moyen.

L'examen des échantillons recueillis en 1922 au cours de nos études géologiques a eu pour résultat que le corps manganésifère d'Urkut, et surtout

l'argile verte qui s'y trouve, contient des Globigérines et des Orbulines, c'est donc une formation marine. Hors de cette constatation, nous n'avons pu établir, quant à l'âge géologique de la formation du gisement manganésifère, que l'antériorité à l'époque éocène et la filiation avec les couches liasiques. Les figures 2—3 montrent le profil géologique provisoire du corps manganésifère. D'après les puits de prospection Nos 1 à 4 nous avons pu établir en 1929 que

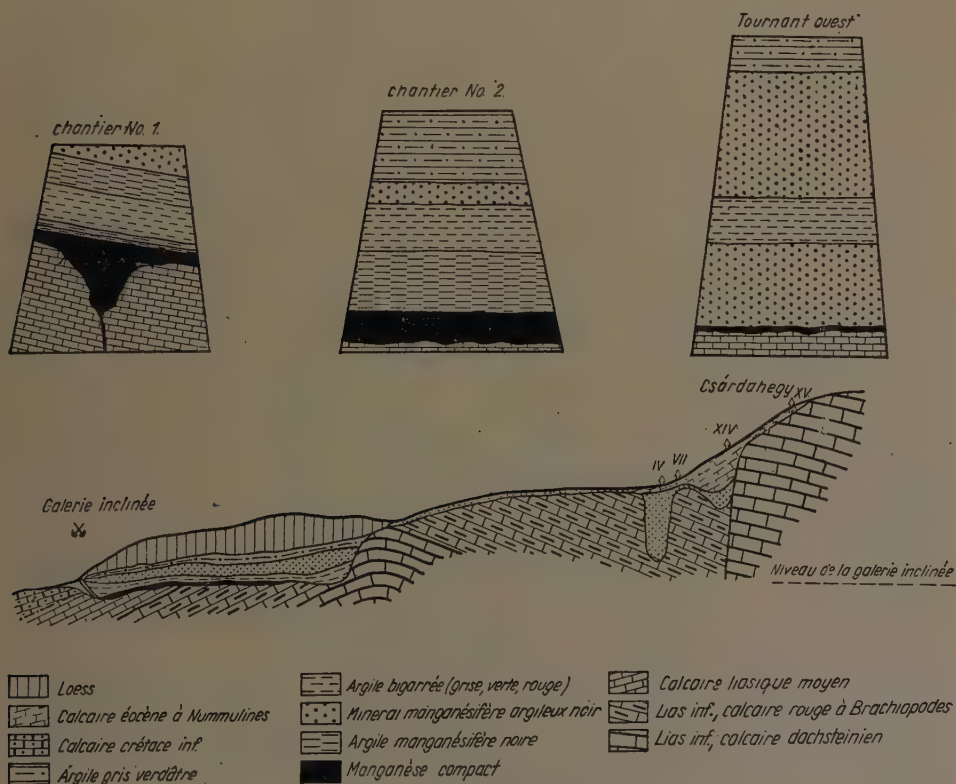


Fig. 2—3. Le corps manganésifère de l'ancienne galerie inclinée et son profil géologique

la marne, située sous l'argile foliacée à charbon, d'âge certainement éocène, est probablement d'âge crétacé. Cette supposition a été confirmée par l'examen du matériel du sondage No. 25. Dans ce sondage, établi au nord de l'ancienne galerie inclinée, on a pu voir sous un calcaire marneux à Miliolidées et une couche d'argile à charbon, du calcaire dense rose-pâle, puis du calcaire gris, quelque peu gréseux-marneux, avec des traces végétales, de petites Nérinées et de Bryozoaires, appartenant à l'étage aptien.

Nous avons vu à la surface du sol de pareils amas détritiques à manganèse aussi à Eplény, à la lisière de la forêt sur la pente nommée Kisháti-

oldal, où il y avait des lambeaux éocènes épargnés par l'abrasion miocène. Sur ces traces de manganèse *J. Veltý* a établi en 1928 des puits de prospection, dont 17 ont révélé la présence du corps manganésifère, avec des couches d'argile colorées pareilles à celles d'Urkut. Les observations faites dans ces puits, complétées avec observations faites au terrain en 1929, sont réunies dans la figure 3. On voit de ces profils que dans 7 puits le mur immédiat du manganèse est formé de calcaire rouge, à Crinoidées — Brachiopodes, dans la partie centrale du terrain plus au nord, le mur est formé de calcaires à bancs du Lias moyen. Le toit est formé d'humus et de loess, dans la partie sud-est du terrain de traces éocènes et de sables méditerranéens. Nous mentionnons que dans nos expertises datées du 5 mai 1929, resp. du premier juin 1929, nous avons estimé à 450 000 tonnes la quantité de minerai probable à Eplény, et à l'analogie de l'occurrence d'Urkut, nous avons aussi indiqué la nécessité de faire des recherches dans les régions à structure géologique identique, situées dans les confins des communes de Szentgál, Zirc et Lókut.

Dans un mémoire paru en 1933, *A. Földvári* s'est occupé des conditions de la formation du minerai à manganèse d'Urkut et l'envisageait, lui aussi, comme un minerai de marais paléocène. La constatation qu'il s'agit d'une formation du Crétacé se trouve pour la première fois dans le rapport de *Gy. Vigh* et *J. Noszky*, concernant leurs travaux cartographiques en relation avec les travaux de prospection de manganèse à Urkut. Leurs constatations se rapportent au corps manganésifère entier mis à jour par les travaux d'exploitation. Selon ces auteurs le corps manganésifère a une puissance de 10 à 20 mètres et il est situé en discordance sur »la suite de couches liasiques terminée par des marnes à silex«. En partant des données fournies par l'exploitation du gisement et des sondages de prospection ils sont d'avis que ce corps manganésifère, en opposition avec celui exploité à la superficie sur la colline Csárdahegy, est une formation autochtone de marais et ils le rangent »comme la bauxite« dans la partie inférieure du Crétacé inférieur clôturant avec le Barrémien. La constitution du corps manganésifère est fort variable, »comme conséquence naturelle de sa formation de marais« ; y prennent part des argiles tenaces, de différentes couleurs et du minerai de manganèse fort variable.

Le profil schématique du corps manganésifère, d'une épaisseur moyenne de 8 mètres, peut être divisé, selon *Vigh* et *Noszky*, en deux parties, supérieure et inférieure, qui sont composées des couches suivantes :

Partie supérieure	{	1 m banc pisolithique manganésifère
		4 m argile blanche plastique ou rude au toucher, en couches de 0,5 à 1 m d'épaisseur, coincées ou formant des lentilles de 0,5 à 1 cm d'épaisseur et 1 à 3 cm de longueur.

Partie
inférieure

0,2 à 0,5 m fragments menus de manganèse, argile tenace hétérotopique à raies rouge-brun, avec des interstrates d'argile verte et brun-grisâtre,

Couche à rognons manganésifères à écorce globulaire ou réniformes.

Marne argileuse manganésifère laminée, à raies brunes. Brèches et fragments de silex du Lias inférieur, d'un gris-clair ou blanc-sale.

Cette série de couches repose, selon la description de *Vigh* et *Noszky*, sur la surface inégale des têtes de couches à silex et de calcaires blancs, lessivées, avec délimitation nette et une forte discordance.

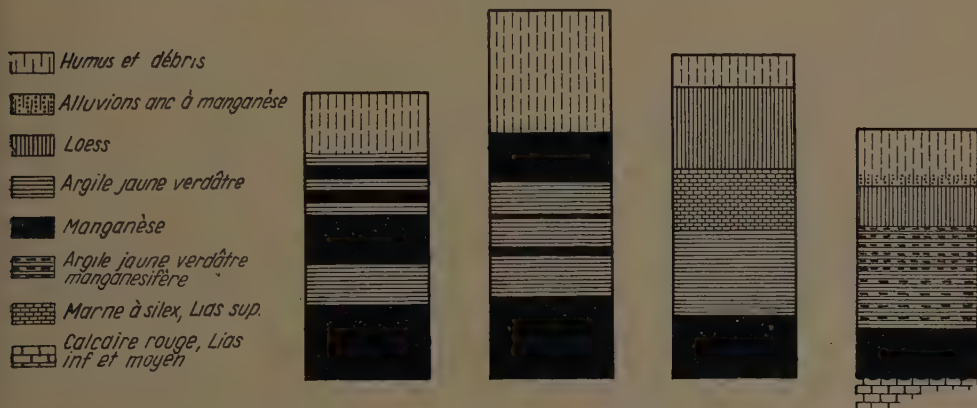


Fig. 4. Coupe géologique des puits à Eplény

Dans la mine et les sondages il y a de la marne calcaire grise, à Foraminifères (*Miliolina*, *Textularia*), à *Ostreas* et à Gastéropodes (*Omphalia kefersteini*) qu'on ne voit pas à la surface, puis succède du calcaire à *Requienias*, en une épaisseur de 70 mètres, se coinçant vers l'est. Autour du puits le calcaire crétacé fait défaut, sur la colline Csárdahegy on ne l'observe que sous la forme de détritits.

Notre aperçu historique montre clairement comment l'étendue de nos connaissances est limitée par les observations qu'on peut faire dans le terrain. On y voit aussi des erreurs fondamentales, notamment la supposition que le corps manganésifère est une formation de marais et qu'il y a eu un mouvement de translation à Eplény. Cette supposition, qui fixe l'âge de la formation du minerai manganésifère au Crétacé inférieur ou au Paleocène, qualifie comme discordante la stratigraphie de toutes les couches du Lias supérieur qui forment le toit du gîte manganésifère. S'il y a irrégularité dans la stratification à Eplény, cela doit être la conséquence d'un grand mouvement tectonique : un charriage dans la direction nord-sud. Mais à Eplény il n'y a aucune trace d'un tel mouve-

ment. Il n'est pas probable qu'un tel charriage se soit localisé à une section de quelques cents mètres. Aux observateurs a échappé le fait, que dans l'exploitation à jour abandonnée à Eplény, et aussi dans la mine, il y a concordance complète entre les couches d'argile du corps manganésifère et des couches appartenant au Trias supérieur et au Dogger inférieur, qui forment ici le toit du gîte. De même il y a stratification concordante entre toutes les couches discernables de la formation liasique comprenant le corps manganésifère.

Vu l'importance capitale du manganèse dans notre économie nationale il importe d'élucider les questions mentionnées par un examen approfondi des données disponibles.

Description de la matière étudiée

L'étude de la situation stratigraphique du corps manganésifère de la montagne Bakony fait l'objet des études de J. Noszky. En général on peut établir que la formation manganésifère rencontrée en deux endroits jusqu'ici, à Urkut et à Eplény, est un sédiment marin complètement identique quant à l'âge, le développement, le mode de formation et la stratification. L'étude de la formation manganésifère de la montagne Bakony est donc une question de la formation des sédiments marins. Dans notre étude nous ne nous occuperons que du corps manganésifère, au point de vue de la formation des sédiments en relation avec les formations qui lui sont rattachées, en prenant en considération les circonstances paléogéographiques du système jurassique.

Le corps manganésifère du Bakony, considéré dans son ensemble, est une suite de couches d'argiles bigarrées, qui à première vue, paraît être un sédiment continental caractéristique, avec ses bancs d'argiles rouges, brunes, jaunes, vertes, grises et même noires. C'est son apparence qui a suggéré aux chercheurs l'explication de l'origine du minerai manganésifère comme formation de marais, à l'analogie de la théorie bactérienne du minerai de fer de marais. Mais dans ce cas la précipitation et la sédimentation du manganèse sont survenues dans la mer, ainsi que la formation du corps manganésifère entier, comme le prouvent les petites Foraminifères (*Orbulines*, *Globigérines*), les spicules d'Eponges, les petits moules de Lamellibranches et de Gastéropodes, les Ostracodes lisses et ornées, ainsi que les petites dents et fragments d'os de poissons trouvés dans l'argile verte et grise.

Les couches qui forment le mur du corps manganésifère sont formées de calcaires à Brachiopodes, d'un rouge pâle, du Lias inférieur, et de calcaires à bancs à Ammonites, d'une couleur rose ou rouge, du Lias moyen. Ce fait a été déjà établi par les premières recherches. Mais l'identification des couches du toit immédiat n'a pu se faire que dans les dernières fouilles. Antérieurement, à cause de l'érosion survenue à plusieurs époques, l'on a trouvé — dans les

différents endroits — des couches différentes comme faisant partie du toit, notamment du loess et des couches de l'Eocène et du Crétacé inférieur.

Les fouilles d'Eplény et celles récemment faites à Urkut ont permis de reconnaître, dans le toit du corps manganésifère, des bancs de calcaires à silex liasiques, à Ammonites (*Hildoceras bifrons*, *Grammoceras*, *Lytoceras*, etc.) (fig. 1.). Dans la galerie transversale à Urkut, poussée du III-e puits vers le I-er puits en direction est, on voit la série complète du Lias moyen et supérieur sans lacunes, qu'on n'a pas encore rencontré à la surface. La suite des couches est décrite par J. Noszky. Selon le profil, qu'il a établi, il y a ici une série de couches de Lias moyen, épaisse de 40 à 50 m, y compris le corps manganésifère, et une série de couches du Lias supérieur, de la même épaisseur, sans délimitation vers le Dogger inférieur. Le corps manganésifère se trouve à la limite du Lias moyen et supérieur, et comprend des couches de marnes argileuses vertes, brunes, grises, rayées, d'une puissance de 10 m environ, avec des bancs épais de marnes argileuses à Orbulines, d'un gris-foncé, formant le toit (24 m). Les membres de la série liasique moyenne et supérieure, qu'on voit dans la galerie transversale, y compris le corps manganésifère intercalé, se retrouvent, en concordance complète, dans la voûte basse, à axe N—S, traversée par la galerie dans une longueur de 200 m ; au bord est de cette voûte le calcaire à bancs du Lias moyen est fortement plissé. Au bord ouest de cette stratification voûtée on voit du calcaire à silex, en bancs, du Lias supérieur — Dogger inférieur, avec un fort plissement isoclinal. L'unité génétique de l'ensemble des couches est hors de doute, c'est une série complète liasique marine.

Le développement du corps manganésifère

Nous comprenons sous la désignation de corps manganésifère l'ensemble des couches d'argiles bigarrées d'épaisseur variable, observées en plusieurs endroits, contenant du manganèse sous forme de couches denses, irrégulières, ou sous forme de lentilles et de rognons, en épaisseur et distribution variables. L'épaisseur variable de ces couches est en relation avec leur origine, ou avec des changements structuraux postérieurs, ou bien c'est une conséquence de phénomènes de dénudation. A Eplény, le corps manganésifère ainsi défini a une épaisseur de 1,5 à 6 mètres, l'épaisseur du minerai est en moyenne de 1 mètre environ. A Urkut le corps manganésifère a une épaisseur variant de 10 à 15 mètres, l'épaisseur du minerai est en moyenne de 1,5 à 2 mètres.

La structure variable du corps manganésifère offre une image variable quant à ses détails, dans les travaux faits aux différents endroits. Dans la suite des couches observées dans l'ancienne galerie inclinée (fig. 2.) il y avait, sur la surface inégale du calcaire à bancs du Lias moyen, du minerai de manganèse, dans une épaisseur variant de 0,05 à 0,5 mètre. La partie du calcaire voisine

au minerai de manganèse, formant le toit, est imprégnée avec du manganèse infiltré par métasomatose. Au-dessus du minerai manganésifère il y a de l'argile à manganèse noire, grise, verdâtre et rouge-brun, puis on voit une seconde couche d'argile, de 0,2 à 2 mètres, renfermant des rognons de manganèse de grosseur variable, ensuite la série est close par de l'argile tenace à Foraminifères, à grains très fins, de couleur verte et gris-verdâtre. La galerie inclinée part du loess qui gît immédiatement sur l'argile verte. Le calcaire du mur, incliné vers le sud-est et l'est, est fortement plissé, de même que le corps manganésifère.

Sur la colline Csárdahegy, à Urkut, sur une superficie de 30 000 m², l'on a complètement extrait pendant les années de 1920 à 1930, le corps manganésifère situé dans les dolines profondes de 10 à 25 mètres du calcaire à Brachiopodes du Lias inférieur. Sur le bord ouest de la Csárdahegy le corps manganésifère s'était présenté presque à la surface sous forme de fragments de minerai de grosseur variable, noyés dans une masse argileuse loessique. Dans la partie est, plus haute, le corps manganésifère a été recouvert d'une couche de loess, de 0,2 à 1,5 mètres, et d'assises éocènes, de 0,5 à 13 mètres, dont l'épaisseur augmentait graduellement vers l'est. Ici le corps manganésifère présentait la même image que dans la galerie inclinée. Sur le calcaire liasique, qui forme le toit, il y avait aussi une couche de minerai à manganèse dense, inclinée vers le N—E, comme l'ensemble des calcaires. Sur le sommet de la colline il y a un affleurement du membre le plus profond du Lias, un calcaire ressemblant au calcaire de Dachstein, sur lequel il n'y avait pas de manganèse.

Les grandes cuvettes karstiques de la Csárdahegy se sont formées, pour la plupart, le long de failles verticales, à direction N—S. Le minerai de manganèse qu'elles renferment sont les restes d'une très forte dénudation ; il ne peut, en aucun cas, être d'origine secondaire, et encore moins paléocène. L'argile bigarrée qui forme ici le toit du corps manganésifère, y compris la couche à lignite et les strates à mollusques d'eau mixte, appartiennent en effet à l'Eocène inférieur, mais n'ont aucun rapport avec la formation du minerai à manganèse. Dans le puits de prospection No 13 la couche de lignite, d'une épaisseur de 0,90 mètre, est divisée en 3 parties par deux interstrates argileuses de 0,2 m et 0,4 m d'épaisseur. La dégradation du terrain par l'action de la mer, survenue à l'Eocène, est aussi indiquée par les brèches d'abrasion observables sur le calcaire liasique et dans ses crévisses. Cette brèche renferme des fragments d'argile liasique. Autres témoins de la dégradation du terrain sont les rognons de silex bruns, traversés par des veines de calcédoine, faisant partie du mur d'âge liasique-supérieur du corps manganésifère, qu'on voit dans l'exploitation à jour délaissée au Csárdahegy. Tout cela prouve que l'occurrence de la Csárdahegy est un lambeau détaché par la dénudation du dépôt original appartenant à la série liasique des autres occurrences d'Urkut, ayant subi un certain degré de remaniement abrasif. La dénudation est la suite du soulèvement survenu au Crétacé supérieur.

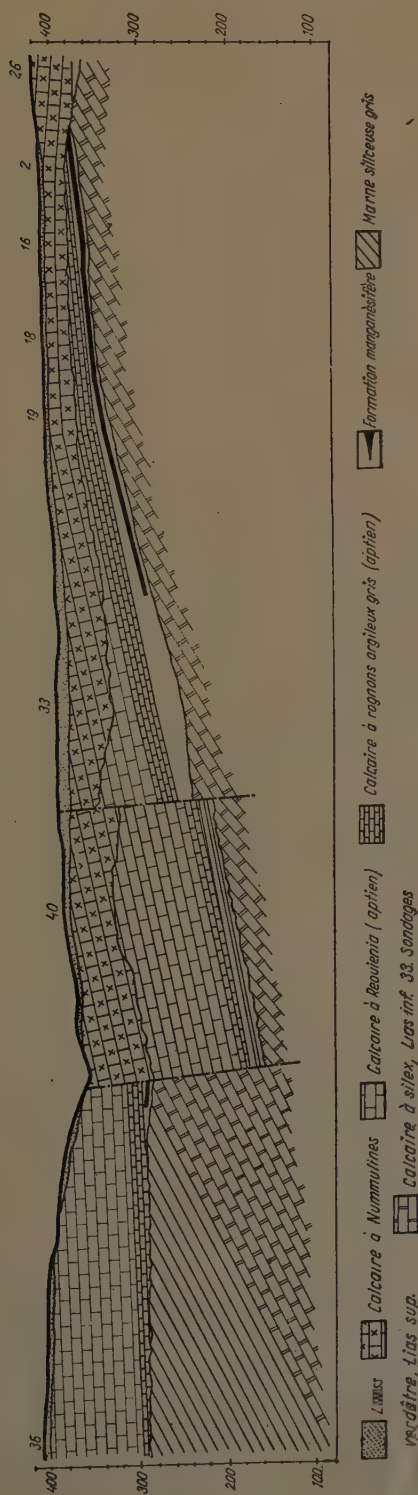


Fig. 5. Profil géologique des puits à Urkut

Dans l'exploitation du puits István-akna (Urkut) et aussi dans les sondages de prospection, l'on observe, à la base du corps manganésifère, des couches meubles de débris de silex avec de l'argile, d'une épaisseur variable. Cette matière provient des couches à silex, d'un gris-clair ou blanc-sale, à *Rhynchonella urkutica*, qui reposent sur le calcaire le plus profond de la série, ressemblant au calcaire de Dachstein. La poudre fine de ces couches se retrouve aussi, en épaisseur variable, dans l'argile noire, à manganèse, formant la base du corps manganésifère. La configuration générale de l'ensemble des couches du champs minier est représentée par le profil du sondage No. 60 :

0	—	7.0 m	humus et loess
7.0	—	68.0	« calcaire éocène (<i>Assilina spira</i> , <i>Nummulina complanata</i> , <i>Orbitolites</i>)
68.0	—	76.0	« marne calcaire grise à Nummulines et à mollusques
76.0	—	124.75	« calcaire à Requienias et Lithiotises
124.75	—	138.0	« marne calcaire grise à glauconie
138.0	—	140.4	« argile manganésifère noire à bandes gris-rouge
140.0	—	143.26	« argile rouge manganésifère avec des fragments de calcaire liasique rose-jaunâtre
143.26	—	148.90	« minerai manganésifère
148.90	—	151.85	« argile plastique rouge et jaune-grisâtre avec des débris de silex et des spicules d'Eponge
151.85	—	153.5	« calcaire à débris de silex, liasique moyen.

Dans le travers-banc No XI du puits István-akna la série des couches est la suivante, selon le profil établi en 1949 par l'ingénieur des mines Z. Vadász (du mur au toit) :

1. Silex blanc liasique inférieur
2. Débris de silex avec de l'argile grise et des débris de silex élués, pulverescents
3. Argile avec des bandes gris-brunâtre de poudre de silex et tachetée de manganèse
4. Argile noire manganésifère à débris de silex
5. Argile noire manganésifère à bandes rouge-jaunâtre. Son résidu de lavage contient en grand nombre des vestiges organiques récristallisés et silicifiés : Foraminifères des genres *Lagena*, *Glandulina*, *Dentalina*, *Ammodiscus*, *Globigerina* et *Orbulina* ; des spicules d'Eponges siliceuses à 1 à 4 axes ; des embryons d'Ammonite (*Liparoceras*?) à nombril profond, d'un diamètre de 1 mm, à large lobe ; et des tests d'Ostracodes silicifiés. C'est de ces couches d'argile que proviennent aussi les gros troncs silicifiés d'*Araucarioxylon hungaricum* et des fragments de bois carbonisés.
6. Argile manganésifère noire bandelée — feuilletée.
7. Argile à fine texture, jaune-claire et brun-limoniteux.

Selon ces observations on peut résumer de la façon suivante la composition générale du corps manganésifère dans l'exploitation actuelle d'Urkut :

Aptien { calcaire à Requienias
marne argileuse et marnes calcaires grises
argile sableuse à mollusques avec des vestiges végétales carbonisés

Argile rouge-brun à taches multicolores, mouchetées de manganèse

Argile schisteuse gris-foncé, à manganèse

Argile plissée, gris-clair, brun-jaunâtre, finement rayée, feuilletée
— schisteuse, avec — dans sa partie inférieure — une couche de calcaire à lumachelles (*Posydonomia?*) et de l'argile verte feuilletée

Débris de silex rouge avec de l'argile

Calcaire rose à Ammonites, du Lias moyen

Argile rouge 0,1 à 0,5 m

Calcaire à silex blanc-grisâtre avec *Rh. urkutica* (Lias inférieur).

Dans un échantillon d'argile manganésifère, gris-foncé, provenant du travers-banc No XII du puits István-akna, l'on a trouvé — en outre de nombreux cristaux de pyrite — des *Orbulines* à tests silicifiés, recristallisés et des spicules d'Eponges siliceuses.

Comme nous l'avons mentionné, nous avons déjà établi en 1922 dans l'argile verte caractéristique de la partie supérieure du corps manganésifère, provenant de la galerie inclinée, la présence de nombreuses *Orbulines* et *Ostracodes* ; ainsi, l'origine marine de l'ensemble des couches manganésifères est rendue évidente. Parmi les Foraminifères, en outre d'*Orbulina universa* Orb. et *O. porosa* Terqu. trouvées en abondance, il y avait des espèces de Globigérines, Dentalines, Miliolines, Uvigérines, Nonions, Bolivinas, avec des spicules siliceuses et des fragments d'épines. Dans la matière pélitique, à tout petits grains, les parties minérales forment une part subordonnée et la prépondérance des Foraminifères est bien apparente. Dans l'argile laminée, d'un vert-bleuâtre, provenant de la partie inférieure du corps manganésifère, extrait au cours des travaux exécutés dans le travers-banc No. XII du puits István-akna, il y avaient des moules d'embryons de Lamellibranches et de Gastéropodes et des petites dents de poisson. Dans l'argile verte de la partie supérieure du corps manganésifère l'on a trouvé outre des fragments microscopiques d'os de poissons et des dents de poissons — *Orbulina universa*, *O. porosa* et des cristaux de pyrite microscopiques. Dernièrement Z. Siposs a trouvé dans l'argile manganésifère noire un fragment de poisson ganoïde.

La composition du corps manganésifère d'Eplény est identique à celui d'Urkut, mais son épaisseur est moindre et les couches sont moins variables. Dans l'exploitation à jour, ainsi que dans la mine, le corps manganésifère repose sur la surface inégale, karstique, du calcaire rouge à Brachiopodes — Crinoïdées

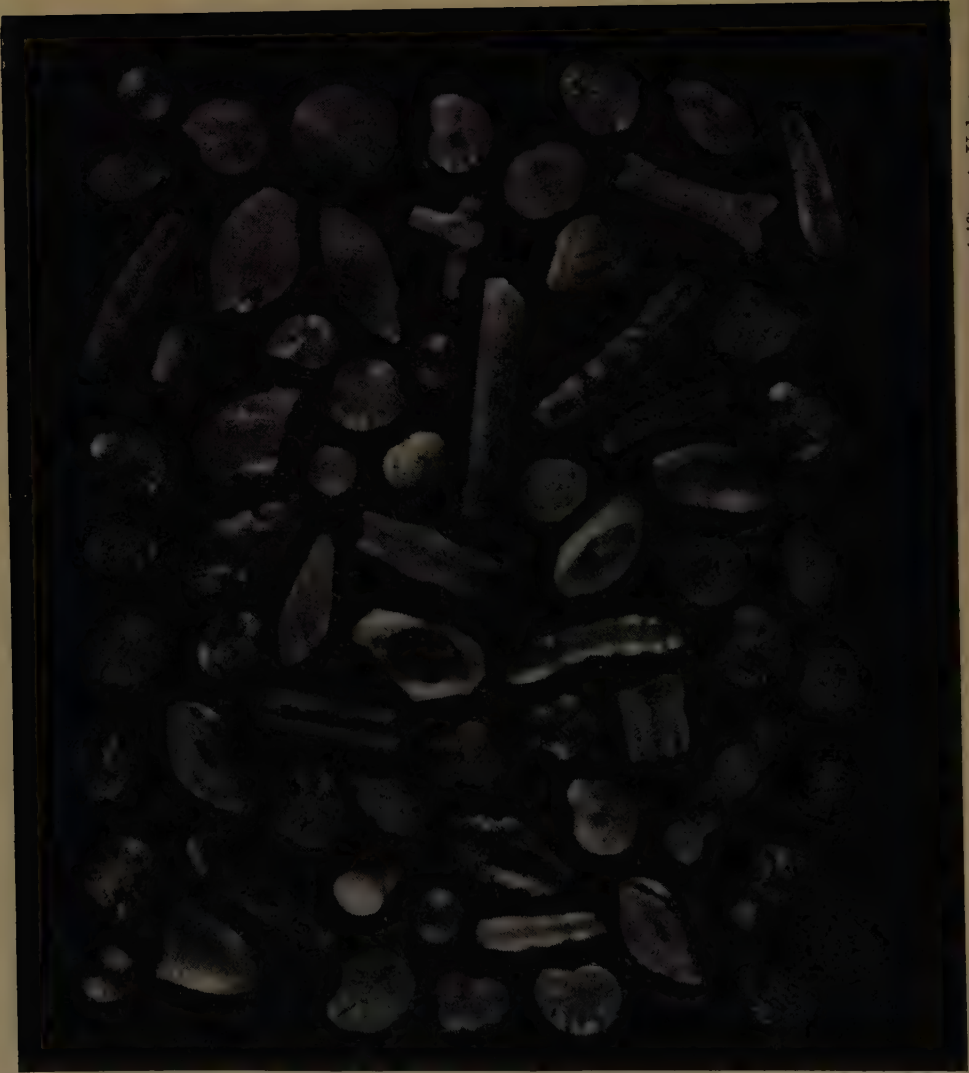


Fig. 6. La microfaune de la couche d'argile verte du corps manganésifère à Urkut

du Lias inférieur, incliné, vers le nord sous un angle de 20 à 25°. La suite des couches est la suivante : en bas il y a de l'argile jaune limonitique, 1,5 à 2 m d'argile schisteuse noire, à manganèse, 0,3 m d'argile gréseuse, à raies jaunes, 0,15 à 0,20 m d'argile brune à silex. Au-dessus il y a, avec une inclinaison de 25 à 30° vers le nord, des bancs de calcaire à concrétions rouges du Lias supérieur — Dogger inférieur, avec des Ammonites (*Hildoceras bifrons*, *Grammoceras*).

Selon nos observations faites en 1949 dans le puits de prospection du début des travaux il y avait dans le mur aussi du calcaire rouge à Ammonites, d'âge liasique-moyen, identique à celui d'Urkut. Dans le puits No. 6 l'on a pu observer aussi les couches de marne siliceuse, à silex, du Lias supérieur. Le corps manganésifère, ainsi que les couches liasiques y appartenant, ont subi ici, de même que dans d'autres parties du terrain, une dégradation de degré variable, qui a eu lieu en partie dans l'Eocène, en partie dans le Miocène.

Dans les couches d'argile laminée grise du corps manganésifère à Eplény il y a des vestiges de plantes carbonisées, notamment des fragments de troncs d'*Araucarioxylon hungaricum*, aussi présents à Urkut. Le résidu de lavage de l'argile grise contient des Ostracodes lisses et ornées, celui de l'argile verte de petites dents de poissons identiques à celles d'Urkut.

La suite des couches d'Eplény permet d'établir qu'il n'y a pas de discordance entre le calcaire du mur, d'âge liasique inférieur, et les couches à Ammonites d'âge liasique supérieur, qui forment le toit.

La petite divergence de la direction et du degré du plongement trouve son explication dans le mouvement ultérieur simultanée, le corps manganésifère intercalé étant plus facile à remuer. L'on peut aussi établir qu'entre le corps manganésifère et les couches du toit il n'y a pas de discordance, et que — malgré la grande différence du matériel des roches — l'on peut admettre que la formation du sédiment a été continue.

Les résultats stratigraphiques des sondages faits au terrain d'Eplény, concernant les niveaux supérieurs des couches jurassiques, ont été résumés par J. Noszky.

Couches du Crétacé du toit

Dans le toit du corps manganésifère, dans les travers-bancs du puits István-akna à Urkut et dans les sondages profonds, on observe l'ensemble des couches du Crétacé inférieur. C'est évidemment le signe d'une dénudation pré-crétacée, avec submergence dans le jurassique supérieur, au Kimméridgien. La série des couches du Crétacé, qui forment le toit, commence avec une couche d'argile grise, manganésifère — charbonneuse reposant sur l'argile rouge-brun, mouchetée de manganèse. Par endroits l'argile grise renferme dans des lentilles qui se coincent des vestiges de mollusques. Cette couche à vestiges animaux a été observée dans les sondages par Vigh et Noszky qui en énumèrent un grand

nombre de Foraminifères (*Miliolina*, *Textularia*), de Gastéropodes, d'huîtres. Dans un échantillon provenant du 100-e niveau du travers-banc No. XII du puits István-akna l'on a trouvé — outre les espèces de *Textularia* de grande taille, à tests agglutinés, de grosses *Orbulines*, des *Quinqueloculines*, des fragments de plantes carbonisés, des spicules de 1 à 4 axes, des *Ostracodes* et des embryons de *Gastéropodes* — des espèces de mollusques appartenant aux genres suivants : *Pecten* sp., *Spondylus* sp., *Venus* sp., *Astarte* sp., *Emarnigula* sp., *Nerineopsis* sp., *Tectus* sp., *Proscala* (cfr. *albensis* Orb.) sp., *Metacerithium* (cfr. *trimonile* Mich.), *Bathraspira* (cfr. *ervynum* Orb. sp.), *Uchauxia* sp., *Tympanotomus* (*Exechocirchus*) ? sp., *Littorina* sp., *Rostrocirithium* sp., *Cirso-cirithium* (*subspinatum* Orb. sp.), *Gymnocerithium* sp., des fragments de *Tylostoma*, *Gadila* sp.

Quoique la détermination précise des fragments de mollusques en mauvais état de conservation et de petite taille n'est pas complète, la situation stratigraphique approximative des formes indique les étages aptien-albien. Les autres couches du toit, la marne calcaire à Globiconchies et le calcaire à *Requienias* qui est au-dessus, ne peuvent pas être classées dans un étage plus élevé du Crétacé ; ainsi l'on peut admettre que tout l'ensemble des couches formant le toit du corps manganésifère à Urkut, appartient à l'étage aptien. Il est possible que l'argile rouge-brun, tachetée de manganèse, qu'on observe au-dessous des couches du Crétacé, dans la partie supérieure du corps manganésifère, appartient au Crétacé. Il se peut que l'argile rouge trouvée dans le puits No III, au-dessous du calcaire crétacé, à la limite des bancs siliceux du Trias supérieur — Dogger inférieur, correspond à cette couche limitrophe. Cette couche d'argile rouge peut aussi correspondre au niveau à bauxite du Crétacé inférieur, sans qu'il y ait identité matérielle. Mais le niveau de la formation bauxitique n'est pas identique à celui de la formation manganésifère, ainsi l'hypothèse selon laquelle les formations manganésifères et bauxitiques constituent des facies hétérotopiques est erronée.

Le matériel sédimentaire du corps manganésifère

Le corps manganésifère consiste essentiellement en minerai à manganèse et en argiles multicolores. La constitution minéralogique et les caractéristiques géochimiques du minerai manganésifère font l'objet d'une étude de *S. Koch*. Ici nous ne mentionnons que quelques données obtenues au microscope et qui ont pour objet surtout le rapport de la formation du minerai avec la roche sous-jacente. Nous les avons reçues de notre collègue *J. Kiss*, qui a aussi effectué l'examen minéralogique de plusieurs échantillons d'argiles. Parmi les argiles du corps manganésifère l'argile verte a déjà attiré notre attention : nos échantillons de 1922, provenant de la galerie inclinée, ont été analysés par

T. Gedeon en 1930, et l'argile verte du puits István-akna a été examinée par *Cy. Grasselly* en 1950. Nous devons à *Mme A. Földvári* l'analyse thermique-différentielle de cette même argile et de l'argile rouge du corps manganésifère, ainsi que plusieurs analyses d'argiles et de minerais manganésifères. Les données de ces analyses contribuent à élucider le problème de la formation sédimentaire de cette matière. Nous avons décrit déjà plus haut les vestiges organiques des couches d'argiles du corps manganésifère.

Minerai de manganèse

Un rognon caractéristique d'Urkut s'est formé, selon l'avis de *J. Kiss*, par la précipitation circulaire alternante de psilomélane et d'un gel amorphe

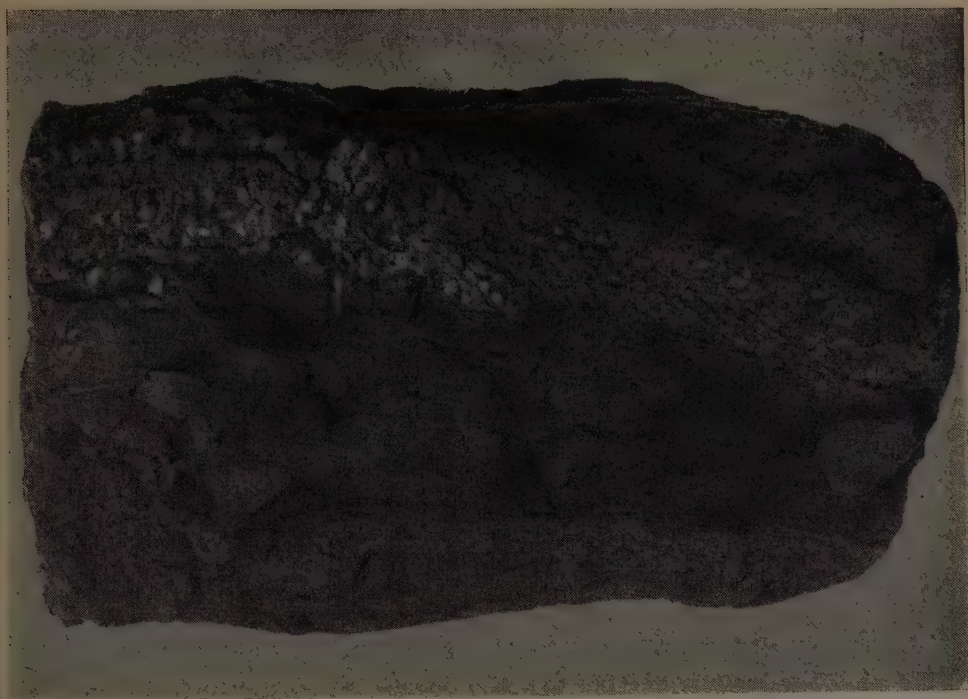


Fig. 7. Vestige d'un poisson ganolde dans la couche manganésifère (agrandi), Urkut

manganésifère. Il n'y a pas de limites nettes entre les annaux rythmiques, ce qui peut avoir pour cause la solidification rapide du gel.

Selon l'examen minéralogique de *S. Koch* la matière manganésifère, qui forme à Urkut des bancs denses, est traversée par des veines enrichies en hydroxyde de fer, sur lesquelles on voit superposés de petits cristaux de manganite à surface étincelante, atteignant à peine 1 mm.

La surface de certains rognons à structure concentrique est enduite d'une couche d'argile limonitique plus ou moins épaisse, qui se détache nettement du minerai.

Selon *S. Koch*, à Eplény le minerai cristallisé forme une plus grande part du total, qu'à Urkut ; la cristallisation la plus nette peut être observée sur les exemplaires imprégnés de silice. Les cristaux de manganite, à cristallisation rapide, ont pénétré dans le gel silicique, à cristallisation plus lente. Les cristaux sont enveloppés d'une couche de calcédoine. La calcédoine cris-

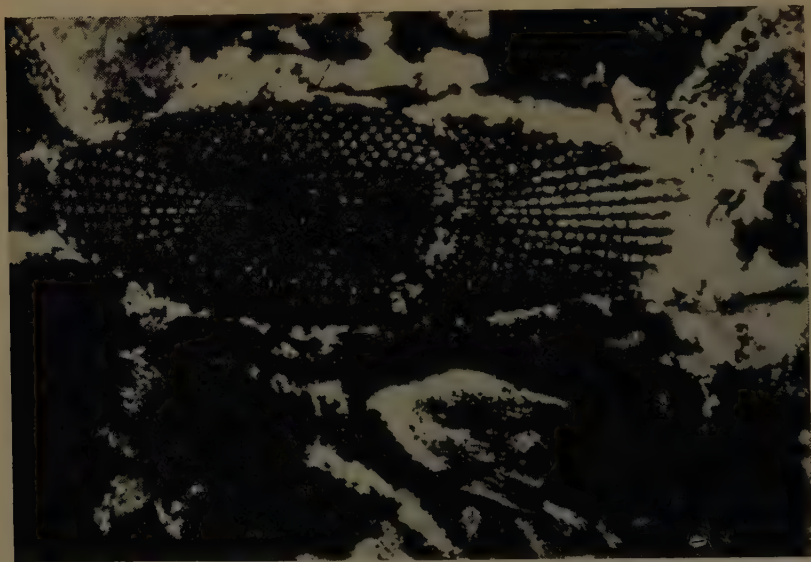


Fig. 8. Calcaire à Crinoidées manganésifère (psilomélan) Urkut 7 : 30

tallisée plus tard a brisé les cristaux de manganite, parfois elle les a enlevés de leur place.

Le matériel des formations manganésifères d'Urkut et d'Eplény est constitué, selon *S. Koch*, surtout de pyrolusite, ses minéraux accessoires sont : la manganite, le cryptomélane, le psilomélane, et plusieurs sortes de quartz.

Dans le minerai manganésifère d'Eplény »l'on voit, parfois même à l'oeil nu — selon *J. Kiss* — dans une matière terreuse, amorphe, à caractère de wad, des veines cristallines, rappelant en partie le psilomélane, en partie la pyrolusite, dans la séquence suivante : gel manganésifère — psilomélane — pyrolusite — polianite. La ségrégation nette des minéraux de manganèse dans la matrice amorphe n'a pas eu lieu par déshydratation et cristallisation survenues une seule fois, mais on peut l'expliquer en admettant que les cristaux se sont formés à plusieurs reprises. La présence de la polianite, à côté de la pyrolusite fibreuse, est signalée — en général — par de petits cristaux pris-

matiques, superposés d'une façon idiomorphe dans les fissures et cavités du minerais.

Nous avons déjà mentionné que le manganèse s'est infiltré par les fissures aussi dans le calcaire du mur et l'a imbibé par voie de métasomatose. On peut voir l'avance du gel manganésifère dans l'image microscopique d'un calcaire à Crinoidées. Le gel de manganèse oxydé imbibe le calcaire sous forme amorphe et l'on n'observe la formation de psilomélane que sur les contours du calcaire. »Le psilomélane, et fort rarement aussi la pyrolusite fibreuse émergent du manganèse amorphe d'une manière vague, ce qui indique que la déhydrata-



Fig. 9. Concrétion de quartz et de goethite dans le psilomélane. Urkut 1 : 124

tion et la formation des cristaux a eu lieu ultérieurement». L'on peut voir aussi des veines de psilomélane formées ultérieurement.

La composition chimique du minerais de manganèse est la suivante, selon les analyses de Mme A. Földvári :

	Urkút	Urkút	Eplény	Eplény
Insoluble dans les acides	1,60%	—	12,50%	6,28%
SiO ₂	0,93%	20,23%	11,30%	3,78%
Mn	43,56%	44,25%	29,59%	45,78%
MnO	56,25%	57,15%	38,21%	59,11%
Fe ₂ O ₃	10,39%	0,15%	26,21%	6,21%

Quant aux détails de la composition chimique nous renvoyons le lecteur aux analyses détaillées de *S. Koch*.

Sur un autre échantillon de calcaire liasique-moyen, provenant du mur du corps manganésifère, on voit une transition graduelle causée par la diffusion plus faible de la solution manganésifère. Dans les petites cavités du minerai il y a des agrégats de cristaux de quartz syngénétiques, parmi lesquels on observe la pénétration de cristaux aciculaires de göthite longs de 0,1 mm. Le pouvoir dissolvant de la solution manganésifère envers le calcaire est démontré par les petites cavités inégales causées par la dissolution, qu'on voit sur les frag-

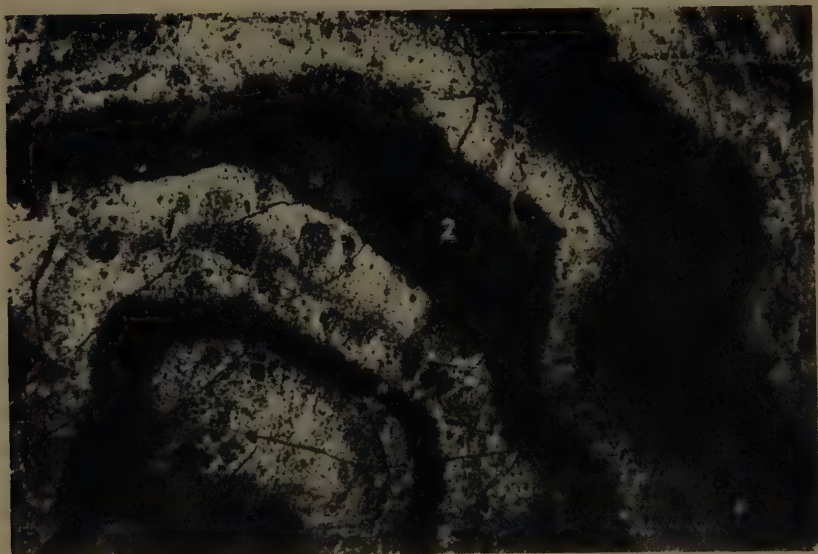


Fig. 10. Concrétion manganésifère, Urkut 1. Psilomélan, 2. Gel manganésifère (wad) en état de cristallisation progressive

ments de calcaire à Crinoidées qui se trouvent dans le minerai. La diffusion de la solution manganésifère a été favorisée par la texture poreuse du calcaire. Souvent la texture microscopique perforée des Crinoidées est aussi imprégnée de manganèse. Dans ce cas la partie non infiltrée du test crinoidéen est formée de silice.

Dans un rognon manganésifère d'Eplény, le manganèse forme une couche autour d'un fragment de marne siliceuse, de couleur blanche. En dedans de l'écorce, dans la marne finement rayée il y a, parallèlement aux raies, de petits cristaux de quartz, qui se sont formés simultanément. L'infiltration de la solution manganésifère a procédé le long des raies et a remplacé progressivement la matrice. Le bioxyde de manganèse forme ainsi avec la matière du fond une structure »fluidale«. Ultérieurement, à côté du manganèse, il s'est déposé

aussi de la limonite, au cours de la dissolution progressive du calcaire par la solution contenant de l'hydroxyde de fer.

Ces observations indiquent l'accumulation de l'oxyde de manganèse, sa présence en solution concentrée et sa déposition successive. Les dépôts argileux qui accompagnent le manganèse, avec leurs vestiges organiques marins, sont la preuve incontestable de l'origine marine de la formation manganésifère.

Les couches argileuses du corps manganésifère

Au cours de la description du corps manganésifère nous avons signalé que la couleur des couches d'argiles qui accompagnent le minerai présente



Fig. 11. Marne siliceuse à écorce manganésifère, Urkut

une grande variété de teintes, il y en a de blanche, gris-claire, jaunes, brunes, rouge-brun, vert-bleuâtre et vertes d'outre-mer, gris-foncé et noires. Les argiles sont d'une finesse microscopique, de structure feuilletée et finement striée. Cette structure indique que le dépôt s'est formé en eau tranquille. Les perturbations abondantes de la stratification, les plissements sont les conséquences de mouvements tectoniques ultérieurs et ne sont en aucun cas des phénomènes survenus au cours de la formation du dépôt, elles sont la conséquence du comportement différent, au cours des mouvements, de l'argile plastique encaissée dans des couches calcaires plus dures.

L'argile verte, qui est la formation la plus apparente de cette série argileuse, laisse au lavage un petit résidu, formé surtout de vestiges organiques, pour la plupart de Foraminifères. Selon l'analyse thermique différentielle, exécutée par *Mme A. Földvári*, la matière argileuse est formée de pélite à montmorillonite ou à beidellite, ou bien d'argilo-lutite. *S. Koch* y a trouvé du quartz microscopique, de la séricite et de la chlorite. L'analyse chimique de l'argile verte a donné pour résultat :

Argile verte, Urkut

	T. Gedeon 1930		Gy. Grasselly 1950
SiO ₂	28,44%	22,24%	65,34%
FeO	11,78%	—	1,78%
Fe ₂ O ₃	—	30,95%	—
Al ₂ O ₃	17,39%	23,00%	5,00%
TiO ₂	0,05%	0,10%	0,21%
CaO	—	—	1,14%
MgO	—	—	5,45 %
MnO	19,50%	19,65%	0,11%
P ₂ O ₅	0,46%	0,50%	0,04%
Cr ₂ O ₃	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—
K ₂ O	—	—	5,61%
H ₂ O ⁻	—	—	1,85%
H ₂ O ⁺	—	—	3,95%
Perte d'ign.	19,20%	19,20%	—

La constitution chimique prouve le caractère purement minéraux-argileux de l'argile verte. La petite teneur en calcaire résulte des vestiges organiques à test calcaire.

L'argile rouge, selon l'analyse thermique de *Mme. A. Földvári*, possède de même un caractère beidellitique (montmorillonitique).

Dans le travers-banc No. XII du puits István-akna il y a dans l'argile noire du corps manganésifère une mince couche d'un blanc sale, sur la surface polie de laquelle on peut voir une lumachelle calcitique, disposée parallèlement à la stratification.

Les tests minces sont visibles à l'oeil nu, ils appartiennent probablement à des Posidonomyas. On peut encore y reconnaître le tissu perforé de frag-

ments de tests de Crinoidées, ainsi que des coupes d'Orbulines complètement cristallisées. Les petites pores de la roche sont remplies d'agréats touffus de calcite et de calcédoine.

Les bancs de cette marne siliceuse se retrouvent dans la série de marnes argileuses grises à Orbulines, à structure feuilletée-rayée, qui forme le toit immédiat du corps manganésifère, observable en une épaisseur de 25 mètres dans la galerie transversale du III-e puits. La roche touffue, remplie d'Orbulines reconnaissables déjà à l'oeil nu, se présente au microscope comme une masse amorphe. La matière des Orbulines est calcique. Par endroits on observe aussi des parties bitumineuses d'un brun-clair ou foncé. L'on n'y distingue pas de silification. Dans le résidu du lavage on voit, hors les Orbulines,

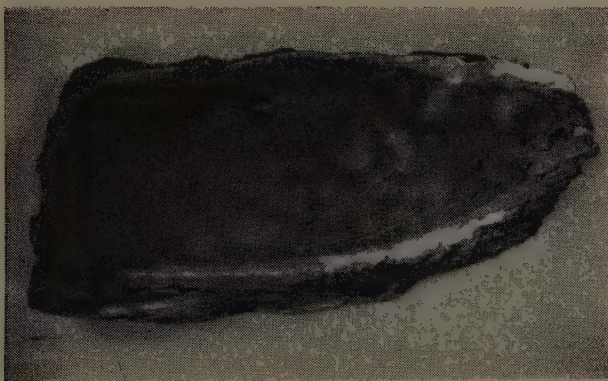


Fig. 12. Nodule manganésifère à argile verte, avec écorce limoniteuse

des cristaux transparents de quartz idiomorphe, des fragments de quartz, de la calcite incolore et colorée, de la pyrite, du gyps et de petits fragments de silex. Ces matières se trouvent aussi dans le résidu traité à l'acide chlorhydrique. La matière calcaire, dont la quantité est de 30 à 40%, provient surtout des Orbulines.

Pour compléter la caractéristique des conditions de la formation du dépôt nous mentionnons encore que le résidu du lavage de l'argile rouge, qui dans la galerie de communication de la mine à Urkut, se trouve à la limite du Lias inférieur et moyen, on a trouvé des spicules d'Eponges et de petites dents de poisson, et comme minéraux de la biotite, des cristaux de quartz limpides et de la chlorite.

La genèse du minerai manganésifère

Les corps manganésifères d'Urkut et d'Eplény sont des formations complètement identiques quant au développement, la disposition des couches et la situation stratigraphique. Leur situation stratigraphique peut être fixée

au-dessus du Lias moyen, à la base du Lias supérieur; leurs couches, en concordance vers le toit, représentent une formation continue dans un milieu et une profondeur inchangée. Ce mode de formation du dépôt manganésifère apparaît sans doute comme un phénomène singulier dans la formation des couches liasiques, mais il n'est aucunement étranger aux formations du Jura. Dans les couches jurassiques à caractère alpin de la Montagne Centrale Hongroise on observe des dépôts de manganèse en plusieurs étages, sous forme de croûtes et de petites concrétions. Le plus remarquable c'est le calcaire rouge à Brachio-

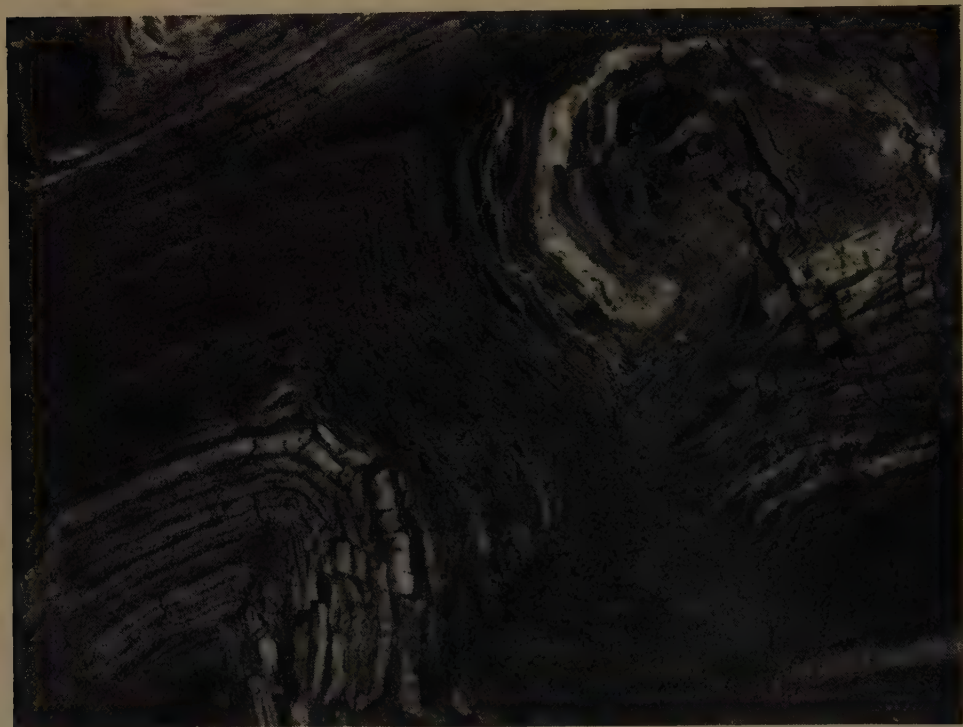


Fig. 13. Urkut 1950 Plissement de la marne argileuse à Orbulines gris-foncé du Lias sup. III^e puits

podes et à Ammonites, du Lias moyen de la colline Tűzkőhegy à Szentgál. Ce calcaire renferme des concrétions manganésifères de formation rythmique, à écorce globulaire, ainsi que des Ammonites et des Brachiopodes enveloppées d'une écorce à manganèse. Ce même étage, de la même apparence, mais avec des traces de manganèse plus rares, se retrouve aussi dans la partie nord de la montagne Bakony et dans la montagne Gerecse. Il y a aussi, selon J. Noszky, des traces de manganèse dans le Dogger moyen et le Malm. Il faut encore noter la connexion du manganèse avec le silex jurassique. Dans la description des

couches jurassiques de la partie sud du Bakony, nous avons indiqué un niveau spécial à la limite du Lias moyen et supérieur, dans la plus haute partie du Lias moyen, sous la désignation »silex manganésifère à Radiolaires.« Cette couche peut correspondre au mur stratigraphique du corps manganésifère.

Les couches jurassiques de caractère alpin renferment aussi ailleurs des couches manganésifères, même en quantités exploitables. De telles ont été décrites par *Katzer* en Bosnie (Cevljanovic), où des couches de psilomélane syngénétique se trouvent entre des couches à silex à Radiolaires plissées.

On trouve du manganèse aussi dans des couches de schistes argileux, en nids et en lentilles, et même remplissant les fissures du calcaire triasique et des couches à silex, avec une haute teneur en silice (17 à 27%). En Suisse, *Arbenz*, *Grünau* et *Geiger* ont décrit du canton des Grisons, des couches manganésifères en relation avec des couches à silex rouges, et plus rarement vertes. Le manganèse se trouve ici disséminé, en gîtes ou en lentilles, ou formant des cordons minces, entre des couches de schistes et de silex métamorphosées, en stratification concordante. Ce dépôt manganésifère, attaché à des calcaires à *Aptychus*, est probablement un sédiment marin de faible profondeur du Malm. Le minerai s'est formé par voie sédimentaire, d'une façon syngénétique avec la radiolarite. Des radiolarites et du schiste argileux sans Radiolaires, de couleur rouge ou par endroits d'un vert-clair, avec une formation abondante de chlorite, les parties à forte pression tectonique, alternent nettement avec le minerai de manganèse. L'épaisseur de la couche manganésifère est tout au plus de 1 à 2 dm, parfois elle n'atteint que quelques centimètres. Les minéraux accessoires sont : la tinzenite, la sursassite, la parsettansite (silicate de manganèse hydraté), la rhodonite, la manganocalcite. Dans cet ensemble de minéraux la tinzenite est plus jeune que la sursassite (*Jakob*, 1933). La formation des gîtes minéraux est, à l'avis de *Geiger*, d'origine magmatique, c'est un dépôt sédimentaire d'une exhalaison sousmarine liée au magma ophiolitique de la couverture pennine.

Dernièrement *Papiu* a décrit une formation de schiste à Radiolaires, siliceux, pyroclastique, en relation avec les éruptions diabasiques de la montagne Drócsa, en Roumanie. Selon sa description les schistes à Radiolaires se sont formés en partie de silice hydrothermale, en partie par l'altération sousmarine de minuscules débris de silicates basiques éruptifs. Cette dernière a aussi fourni la silice des tests de Radiolaires. La silice colloïdale s'est formée par l'électrolyse des sels de l'eau de la mer. Dans le jaspe de la partie supérieure de la diabase il y a souvent un dépôt manganésifère syngénétique, dont la substance provient aussi de l'altération sousmarine de la poussière volcanique sous l'influence de bactéries de manganèse. La ségrégation d'une certaine quantité de manganèse mène à la précipitation rapide du contenu entier en MnO_2 de l'eau de mer, et la précipitation du gel manganésifère est accélérée par la teneur en sels de l'eau de mer.

La présence de la pyrolusite, du psilomélane et du wad dans les couches jurassiques des récifs subpiéniniques, qu'on a observé près de Mikusovce, dans la vallée de la Váh, en Slovaquie, est expliquée par quelques uns comme provenant de la métasomatose d'éruptions de picrites et de teschenites. Le manganèse fait son apparition dans le calcaire de «czorstyn» classé dans le Malm inférieur, mais on l'observe aussi le long des fissures du calcaire à Crinoidées appartenant à l'étage bathonien, qui se trouve au-dessus. La première occurrence est une ségrégation syngénétique, la seconde une infiltration postérieure. Selon *Andrusov* le manganèse a été dissout du calcaire et, après enrichissement en certains endroits, il s'est précipité de nouveau. Ce mode de formation est indiqué aussi par la haute teneur en acide phosphorique du minerai. Par contre sa teneur en silice jaune est peut-être la preuve d'une formation analogue avec les occurrences des Alpes et de la Bosnie. Il y a aussi des inclusions de sédiments manganésifères dans les couches noires du Lias supérieur des Petites-Karpathes (Stupava, Lozorno).

Nous mentionnons encore, d'après *Čechovič*, que dans l'île de San Pietro (Sardaigne) il y a une couche de 20 à 30 cm de psilomélane et de wad, avec du jaspe dans les couches d'argiles épaisses de 2,5 à 3 m d'une formation tertiaire composée de strates de tufs trachytiques, d'argile et de jaspe.

Westerwald distingue dans trois groupes d'occurrences magnésifères des lentilles de minerai à manganèse en concordance avec les roches du géosynclinal mésozoïque. Le minerai s'est déposé avec de la radiolarite sous forme de rhodochrosite ou d'oxyde de manganèse. Ces occurrences, comme celles de la Suisse, sont liées à des laves basiques et à des intrusions ultrabasiques ; les solutions manganésifères provenant de ces dernières ont imprégné les calcaires mésozoïques par métasomatose. Nous connaissons encore de telles occurrences en Asie-Mineure, dans la rangée du Taurus, et en Californie.

Toutes ces constatations confirment donc le caractère sédimentaire jurassique du minerai de manganèse du Bakony, elles soutiennent aussi sa relation avec la radiolarite, mais à défaut de relations tectoniques et volcanologiques, elles ne nous aident pas beaucoup à élucider la question de la formation du minerai manganésifère.

Pour élucider le problème de la formation du minerai manganésifère il faut examiner les questions suivantes : 1° l'origine du manganèse ; 2° l'enrichissement de la solution en manganèse ; 3° le mode de la précipitation du manganèse et sa relation avec la silice ; 4° la nature péritique de la ségrégation du manganèse ; 5° les relations de la formation du dépôt avec la profondeur ; 6° la discordance du corps manganésifère sur la surface inégale du calcaire formant le mur et dans les dépressions des dolines karstiques. Dans son ouvrage de fond *A. Földvári* s'occupe aussi de ces questions, mais il n'est arrivé qu'à une hypothèse. Examinons de près ces questions !

1° Quant au minerai du gîte manganésifère du Bakony, *A. Földvári* le tient pour un produit d'altération de la période terrestre pré-crétacée. Il donne aussi des analyses et des chiffres, qu'il a obtenus en faisant dissoudre des échantillons de calcaire. Selon ses calculations, la teneur en manganèse des calcaires étant de 0,2%, en moyenne, 1 m³ de calcaire donne 0,5 kg de manganèse. Une couche épaisse de 100 mètres sur une superficie de 100 km² aurait donc pu fournir le minerai de manganèse présent à Urkut et à Eplény. Selon l'hypothèse de *A. Földvári* la petite étendue des couches jurassiques, comparée à celle des couches triasiques, est le résultat de l'érosion terrestre pré-éocène, et les couches jurassiques détruites ont pu aisément fournir la matière des gîtes manganésifères.

Mais cela ne pouvait se faire que si la solution de manganèse résultant de l'altération terrestre du calcaire s'est concentrée entièrement dans le bassin récepteur.

Dans ce processus destructif *A. Földvári* distingue deux phases. A Eplény il a constaté sur le calcaire liasique la présence d'une couche d'argile ferrugineuse rouge, formée pendant une période sèche ; puis l'érosion progressant, la surface du terrain s'est approfondie, elle se noya et il se forma un précipité de manganèse avec le concours de bactéries. La forme actuelle du minerai est le résultat de la déshydratation et la recristallisation de ce «minerai de marais». La formation du minerai manganésifère a été donc, selon *A. Földvári*, «un procédé d'enrichissement en manganèse survenu avec la participation d'êtres vivants.»

En laissant de côté l'estimation de la quantité des matières provenant de la dissolution du calcaire, estimation qui manque de fondement géologique, l'hypothèse de *A. Földvári*, basée sur la dénudation terrestre, n'est pas en accord ni avec l'âge liasique, bien établi, de la formation du minerai manganésifère, ni avec son caractère de formation marine. Les faits établis plus haut prouvent que le minerai de manganèse est constitué par un dépôt chimique appartenant à la série des sédiments liasiques. Dans la formation des sédiments liasiques l'on peut reconnaître, tout d'abord, une sédimentation calcaire, puis la formation d'une pélite à petits grains, ne renfermant ni manganèse, ni calcaire, ensuite un sédiment siliceux, et enfin la formation de sédiments siliceux-calcaires transitoires à une nouvelle formation de calcaire. La formation de ces roches se succédant est en relation avec les changements des conditions physiques et chimiques de la mer.

La matière du minerai manganésifère est généralement présent dans l'eau de mer à l'état dissout et elle se dépose en grande quantité, sous forme oxydée, dans l'argile rouge actuelle des mers profondes, causant des enrichissements en manganèse dans un milieu riche en oxygène. En général, l'on est d'avis que le manganèse provient d'une roche volcanique et que sa formation est liée à des tufs dont l'altération sousmarine a produit l'argile rouge. Comme nous l'avons vu, l'on considère comme étant d'origine volcanique, la matière manganésifère des couches jurassiques de caractère alpin, parmi lesquelles on peut aussi démon-

trer la présence de diverses roches basiques de cette époque. Mais comme nous ne connaissons pas de roches éruptives contemporaines, même dans les régions plus éloignées des gîtes, nous manquons de preuve directe pour expliquer ainsi l'origine du minerai manganésifère du Bakony. Mais en prenant en considération les autres traits caractéristiques de la formation des sédiments jurassiques de cette région, l'on arrive à rendre plausible l'origine de la matière manganésifère, comme provenant de la dissolution sousmarine du calcaire liasique.

Dans son étude fondamentale Arnold Heim a montré que le processus de la formation des sédiments ne consiste pas seulement dans l'augmentation de la masse du sédiment, mais qu'on observe aussi, par endroits, une diminution de sa masse. La dénudation sous-marine, c'est-à-dire la destruction de la matière (exezion), se fait par dissolution, par entraînement par les courants et par le glissement du limon. L'on peut reconnaître avec certitude ces phénomènes par l'examen des roches sédimentaires à l'œil nu et au microscope.

En procédant de cette sorte à l'étude de la formation manganésifère du Bakony, l'on peut reconnaître, antérieurement à la ségrégation du manganèse, un processus important de dissolution sousmarine, qui en a fourni la matière et la possibilité de son enrichissement. Au commencement du Lias, jusqu'à la fin du Lias moyen, il y a eu au Bakony, dans une mer peu profonde, une formation continue de calcaires par sédimentation chimique, avec le concours d'éléments biogènes (Crinoïdées, Brachiopodes, Ammonites), renfermant très peu de débris minéraux d'origine terrestre. La formation du calcaire par précipitation dans de l'eau de mer saturée indique des conditions hydroclimatiques plus chaudes; les eaux chargées de calcaire venant du continent avaient une température élevée.

Mais à la fin du Lias moyen la formation du calcaire prend fin, évidemment à cause du changement survenu dans l'état de saturation des eaux, ce qui pouvait avoir pour cause la baisse de leur température. Il en résultait d'abord une pause dans la formation du sédiment (omission), puis une dissolution prononcée du calcaire. L'on peut observer les effets de la dissolution du calcaire dans les inégalités de la surface des bancs du calcaire rose, à Ammonites, du Lias moyen et les enduits d'argile rouge qui s'y trouvent. Puis, en suite, l'allure de la formation des sédiments change brusquement. Il se forme un dépôt manganésifère pélitique, sans calcaire, dépourvu de tests d'organismes habitant les fonds, renfermant quelques vestiges d'organismes planktoniques. Tout cela indique des eaux plus froides, plus chargées d'acide carbonique, dissolvant le calcaire. La dissolution prononcée des couches de calcaires du Lias inférieur et moyen a procédé d'une façon inégale, sans qu'il y ait eu de soulèvement. Le sédiment manganésifère pélitique s'est déposé sur cette surface inégale, présentant des formes analogues à celles des terrains karstiques. L'argile rouge qui repose sur le calcaire du mur, les débris de silex à argile rouge à Urkut, et le manganèse, sont les produits de ce processus de dissolution sousmarine.

L'on peut poser la question comment s'est fait le changement subit de la formation des sédiments, survenu dans la région du Bakony, à la fin du Lias moyen. L'arrêt de la formation du calcaire et sa dissolution ont été causés par le changement de la température des eaux. Selon les indications des fouilles la formation concentrée du dépôt manganésifère et la forte dissolution du calcaire sont d'une occurrence locale, ce qu'on peut expliquer en admettant un courant de fond d'eau froide. Le développement du Lias en Europe occidentale et sa pauvreté en formations calcaires, peuvent être ramenés à des courants froids. Selon nos connaissances de la paléogéographie de l'époque jurassique, la mer boréale de cette époque a exercé son influence en Europe moyenne par des courants froids, et cela pouvait aussi avoir une influence sur la section méditerranéenne, ce que montrent d'ailleurs les échanges de faunes périodiques.

2° L'enrichissement de la solution manganésifère et la formation du dépôt à manganèse ont eu pour cause une telle localisation de la dissolution du calcaire. Cette constatation est d'une haute importance pratique pour la prospection du minerai, puisqu'elle indique qu'il faut chercher sur le terrain liasique ces parties altérées par la dissolution. C'est une tâche exigeant un examen stratigraphique minutieux, parce que la formation d'un dépôt pélitique résultant d'une action dissolvante de cette nature est extrêmement lente, et au cours de laquelle il peut survenir des changements dans la distribution des matières dans l'espace, par conséquent il peut y avoir des différences dans le développement hétérotopique de la formation, avec classement chimique et mécanique des matériaux. La validité de cette conclusion est prouvée par le fait, que dans les couches liasiques, en dehors des terrains d'Eplény et d'Urkut, les phénomènes de dissolution sur la surface des couches du toit du corps manganésifère sont toujours accompagnés d'un résidu de dissolution.

3° Comme nous l'avons vu, la formation du dépôt manganésifère signifie un mode de formation spécial devenu instable après le Lias moyen; au lieu de formation de calcaire il y a dissolution du calcaire, avec la formation de couches alternantes manganésifères, siliceuses et pélitiques. La précipitation du manganèse est un phénomène chimique survenu sous forme de gel dans un milieu oxygéné. Au cours des études de sédiments marins faites à l'Union Soviétique, Klenova a établi que dans les mers du nord le manganèse se dépose avec la fraction la plus fine du sédiment. La quantité du manganèse dissout est fort variable, dans la Mer Kara il est de 0,52%, dans la Mer Barentz de 0,02 à 0,03%. Le manganèse est transporté à la mer par les fleuves en solution colloïdale et se précipite lorsque l'eau douce se mêle à l'eau de mer à pH élevé. Dans la Mer Caspienne la formation du dépôt manganésifère se concentre à la rive ouest près de l'embouchure des fleuves. Dans les petites profondeurs de la Mer Barentz la teneur en manganèse augmente dans les sédiments à 0,1 mm.

L'on peut observer cette régularité aussi dans les dépôts manganésifères du Bakony. Le manganèse s'est déposé sous forme de gel, périodiquement, en

plusieurs instances, la formation du dépôt a été suivie d'une cristallisation partielle, avec la formation épigénétique de silice et de calcédoine. La concentration du matériau manganésifère a été accompagnée de la formation d'argile manganésifère, le manganèse enveloppant les petits grains pélitiques. Ce mode de la formation du minerai de manganèse se fait de nos jours dans les mers profondes, aux endroits où le calcaire est dissout, mais la formation au Bakony a eu lieu dans une mer peu profonde, ce qui est corroboré par les recherches soviétiques mentionnées.

4° Le corps manganésifère du Bakony est composé, comme nous l'avons vu, d'un dépôt argileux très fin de couleur fort variée. Parmi les argiles, c'est l'argile verte qui est la plus apparente. Cette argile consiste en montmorillonite, ses minéraux accessoires ne sont pas d'origine terrestre, mais peuvent provenir du résidu de la dissolution du calcaire. Cette même constatation s'applique aussi aux autres membres du corps argileux. La rayure fine indique une formation rythmique. Parmi les rares vestiges organiques dominent les *Orbulines* planktoniques, dont le test calcaire s'est silicifié dans l'argile manganésifère. L'argile verte qui accompagne le manganèse est surtout caractéristique, parce que dans toutes les occurrences de manganèse jurassiques décrites on trouve mentionné des formations semblables ; on la retrouve aussi dans le corps manganésifère éocène de l'Ukraine. Un fait remarquable c'est que dans les argiles du corps manganésifère il y a relativement peu de pyrite, ce qui confirme l'origine en milieu oxygéné, parce que la formation de la pyrite exige un milieu dépourvu d'oxygène.

Le minerai manganésifère d'origine marine de Tchiatursk, en U.R.S.S. présente le même trait, en tant que l'oxyde de manganèse s'y est aussi formé par la coagulation de solutions colloïdales. Dans la couche manganésifère, reposant sur du calcaire à silex sénonien, accompagnée de couches d'argiles gréseuses et de calcaires sablonneuses, à matériau terrigène, on trouve des tests de mollusques, des spicules d'Éponges, des dents de poissons et de requins, et aussi des troncs d'arbres avec des traces de charbon. A l'avis de *Sokolov* la concentration et la déposition du manganèse à partir de la solution diluée a eu lieu par la voie des algues et des bactéries, dans une profondeur de 50 à 100 mètres. Cela correspond aussi à la situation à Urkut, où cependant la matière détritique provenant du continent forme une part subordonnée, il n'y a que très peu de pyrite et pas de limonite. Le fer et le manganèse ne se trouvent donc pas ensemble, ce qui est aussi un trait spécial du dépôt du Bakony. Dans le vaste terrain manganésifère de Tchiatursk, en s'éloignant des rives, dans la partie profonde du bassin, on voit, selon *Betehtin*, l'apparition de minerais manganésifères carbonatés, d'abord comme ciment des grains, puis sous forme d'oolithes. Le manganèse carbonaté a une haute teneur en acide phosphorique et il est accompagné aussi de sulfures provenant d'une décomposition en absence d'oxygène.

Tous ces minéraux manquent du corps manganésifère du Bakony, parce que celui-ci s'est formé dans une mer peu profonde, loin des côtes, sans apport de matière terrigène grossière.

A côté du manque de matière terrigène grossière l'abondance des troncs d'arbres silicifiés et carbonisés forme un contraste remarquable. Leur présence ne peut être expliquée que par des courants forts, ce qui corrobore aussi la théorie exposée plus haut, concernant la formation de dépôt par dissolution en relation avec des courants d'eau froide.

6° Si l'on admet que le corps manganésifère est un dépôt chimique formé par la précipitation d'une matière en solution, on conçoit aussi la discordance avec le calcaire du toit. Cette discordance est la conséquence d'une discontinuité dans la formation du dépôt et non d'un phénomène karstique terrestre, causé par l'élévation du terrain. Ces formes sont la suite d'un processus de dissolution survenu après la fin de la formation du dépôt calcaire, suivi de la formation d'un dépôt manganésifère provenant de la matière dissoute auparavant. Le détritus, à la base du corps manganésifère, n'est pas une formation transgressive, tout-au-plus c'est une couche transressive, succédant à l'arrêt de la sédimentation sousmarine. En somme, le minerai manganésifère du Bakony est un dépôt syngénétique, formé par exésion et ablution. La ségrégation du manganèse a eu lieu périodiquement, en se répétant plusieurs fois, et la roche pélitique feuilletée et rayée, qui l'accompagne, a le même mode d'origine. Les débris de silex, à la base du corps manganésifère, proviennent de la matière grise et blanche, à Radiolaires et à spicules d'Eponges du plus bas niveau du Lias inférieur. Selon l'examen microscopique de J. Kiss cette matière est d'une texture entièrement cristallisée, et même les petits pores sont remplis de quartz xénomorphe. La matière friable du résidu de la dissolution est formée de débris fins et grossiers de quartz homogène. Les petits grains de limonite qu'elle renferme proviennent probablement de la lessivation de l'argile rouge.

Les couches liasiques du toit

Pour compléter la description des conditions de la formation du corps manganésifère, nous mentionnons que, selon la succession des couches de la galerie transversale du puits No. III à Urkut, la formation des couches argileuses du corps manganésifère se continue sans interruptions dans la série qui en forme le toit, sans manganèse, avec des couches argileuses d'un gris-foncé, à Orbulines. La formation de ces couches indique un milieu pas encore saturé en calcaire, identique à celui des couches manganésifères. Mais, sous ce point de vue, la présence abondante des Orbulines indique une certaine amélioration, quoique la petite taille des Orbulines et la ténuité de leur tests ne témoignent pas de circonstances très favorables pour leur vie. Comme nous l'avons déjà mentionné, la teneur en calcaire provient uniquement des tests calcaires des Orbulines, par conséquent la formation du dépôt a un caractère argileux. Cette couche du toit est réduite au minimum à Eplény.

Les couches suivantes du Lias supérieur, avec leurs calcaires à silex ou calcaires et marnes silicifiés, représentent déjà un milieu entièrement changé, avec la prépondérance de la sédimentation calcaire, mais avec l'exclusivité de la déposition par voie chimique, avec enrichissement en gels siliciques.

En somme, l'on peut distinguer dans le profil liasique complet du corps manganésifère d'Urkut un processus de formation de sédiments à trois temps ; de la fin de l'ère triasique jusqu'au Lias moyen, inclusivement, il y a formation de calcaire dans une mer plutôt chaude, puis, dans une mer plus froide il y a formation de dépôts argileux sans calcaire, et enfin la formation du calcaire reprend dans un milieu devenant plus chaud graduellement. La formation du calcaire accompagné de la précipitation de la silice est entièrement d'ordre chimique. Nous considérons aussi comme formations chimiques les argiles à manganèse, parce que la plus grande partie du matériau des dépôts argileux s'est formée par halmyrolyse, dans le duo destructif et constructif des forces de la dissolution et de la précipitation. Dans ce dernier processus la silice a aussi son rôle, dont la signification dans la formation des sédiments au point de vue hydroclimatique reste encore à être élucidée.

L'on peut observer les mêmes effets des conditions hydroclimatiques sur la sédimentation aussi dans les couches du Crétacé à Urkut. Au bas du Crétacé, dans la proximité de la côte, se sont formés des sédiments transgressives, détritiques, argileuses, sans calcaire. Le manque de calcaire dans les eaux est indiqué par les petites Foraminifères à tests agglutinés, habitant les fonds marins. Les marnes argileuses, les marnes calcaires et enfin les calcaires pures qui se succèdent sur cette couche d'eau froide, indiquent un milieu s'échauffant progressivement, saturé en calcaire, ce qui est aussi corroboré par la présence de *Requienias* et d'autres *Lamellibranches* à coquille épaisse. Un dépôt de calcaire ne peut se former que là où l'eau saturée de carbonate de chaux peut s'échauffer, et seulement jusqu'à ce que les conditions restent favorables pour l'échauffement de l'eau. Une indication de *A. Heim* est très signifiante sous ce point de vue ; selon cet auteur un courant de 100 m de profondeur, s'échauffant de 15° à 20°, et d'une vitesse de 27 km par jour, peut donner lieu en un an à un dépôt calcaire de 2 mètres.

Nous attirons l'attention à ce fait que le mode de formation des sédiments manganésifères du Lias du Bakony est aussi reconnaissable dans le Jura de la montagne Gerecse, avec certaines différences de facies cependant. Ici l'on voit des phénomènes de dissolution déjà à la fin du Trias, dans le calcaire de Dachstein, dont les fissures, ainsi que les coquilles de *Mégalo*des sont remplies d'une masse rose et rouge provenant du Lias.** Cette continuité de la formation des sédi-

** Les couches argileuses d'un gris verdâtre intercalées dans le calcaire de Dachstein, produites par dissolution et les inégalités biconcordantes des couches forment l'objet d'une étude spéciale, en cours à l'Institut géologique de l'Université de Budapest.

ments rhétiens-liasiques se manifeste, au Bakony, dans la stabilité de la formation du calcaire à caractère dachsteinien.

Dans la montagne Gerecse l'on retrouve aussi, dans le calcaire liasique moyen, des vestiges organiques à enduits et à concrétions manganésifères. Dans la grande carrière du versant Tölgyhát à Lábatlan, dans un calcaire situé à la limite du Lias supérieur et inférieur, on trouve, comme au Bakony, des mottes manganésifères infiltrant métasomatiquement le calcaire. Leur analyse minéralogique détaillée se trouve dans l'étude de *S. Koch*. La couche argileuse de couleur gris-verdâtre, située entre le Lias supérieur et inférieur, décrit il y a 40 ans (*E. Vadász* 1913) représente le corps manganésifère du Bakony et s'est formée de la même manière.

Comme on voit, la dénudation a eu un rôle fort important dans les deux terrains à corps manganésifère au Bakony. A Urkut, dans la motte saillante qui à l'est forme la colline Csárdahegy, les couches du Crétacé font défaut, tandis que vers l'ouest, en gagnant d'épaisseur, la série devient complète. A Eplény, au sud et à l'est de l'orifice de la mine, la dénudation éocène et miocène, respectivement, a progressé jusqu'au corps manganésifère et a dégradé même les couches liasiques inf. du mur.

Les problèmes paléogéographiques de la stratigraphie des couches jurassiennes au Bakony ont leurs racines dans les phénomènes macroscopiques et microscopiques de la formation des sédiments. Leur élucidation détaillée sera d'une grande utilité pour la prospection du manganèse au Bakony. Tous ces phénomènes, d'une occurrence générale dans le Jura de la Montagne Centrale Hongroise, nécessitent un travail minutieux au terrain et une étude approfondie de la matière.

Nous attirons encore l'attention sur l'importance tectonique des résultats de l'étude du corps manganésifère. *A. Földvári* l'a déjà accentuée, mais il a donné une qualification erronée à l'occurrence d'Eplény. Nous avons déjà mentionné les caractères tectoniques générales du profil transversal du puits No. III d'Urkut, formant une voûte basse, à axe N—S, avec un fort plissement de la série entière aux ailes est et ouest. Nous retrouvons la même configuration au mont Tüzköveshegy à Szentgál, dans la série jurassique s'étendant jusqu'au Lias supérieur, et dans les plis de la même direction des couches de marnes à silex, dans l'incision du chemin de fer près de l'endroit Gombáspusztá. De telles formes tectoniques se retrouvent aussi dans la série triasique du plateau du Bakony et dans la série crétacée de Zirc. De toutes ces observations il faut conclure à une compression latérale puissante de direction est — ouest, qui est probablement une manifestation des mouvements tectoniques autrichiens survenus au Crétacé.

Nous attendons de l'étude stratigraphique détaillée du Jura du Bakony les preuves des mouvements kiméridgiens et aussi la détermination précise de leur horizon stratigraphique.

Conclusions

Nos études de nature générale sur la formation du minerai manganésifère du Bakony ont donné les résultats suivants :

1° Le minerai manganésifère est un sédiment chimique produit par l'érosion sous-marine de l'époque liasique.

2° L'ensemble des calcaires qui forment le mur du minerai manganésifère, y compris les sédiments pélitiques qui les accompagnent, ainsi que les marnes argileuses et les marnes à silex, qui en forment le toit, sont aussi, pour la plupart des sédiments chimiques.

3° Le manganèse et les matières pélitiques qui l'accompagnent proviennent surtout de l'éluviation des produits de l'altération sousmarine des argiles (halmyrolyse).

4° La silice, en solution cryptogène, prend part partout dans la sédimentation chimique de tout l'ensemble des couches liasiques, y compris le minerai manganésifère, et sa précipitation a produit des silicifications et des imprégnations ultérieures, ou des concrétions de gel silicique amorphe, sous forme de rognons, de lentilles ou de strates.

5° Le calcaire liasique et le corps manganésifère, y compris les couches à silex, sont des formations marines de petite profondeur, nonobstant les Radiolaires, Orbulines et Ammonites qu'ils renferment.

6° La formation du corps manganésifère représente un enrichissement localisé survenu au cours de la précipitation du manganèse, c'est un phénomène d'une occurrence générale dans les couches jurassiques.

7° Le processus de la formation des sédiments en relation avec le corps manganésifère, est d'un ordre général dans la formation du système jurassique du type alpin (lacunes, stratification incomplète, contraste des facies).

8° La solution stratigraphique du problème du manganèse dans le Bakony, en outre de son importance générale, ouvre de nouvelles possibilités pour la recherche de ce minerai. Il faut étudier les formations jurassiques des montagnes Bakony et Gerecse au point de vue de l'enrichissement en manganèse des formations liasiques.

9° L'hypothèse généralement admise, selon laquelle le minerai à manganèse et la bauxite sont des faciès hétérotopiques, est absolument fausse. La bauxite et le minerai manganésifère sont des formations distinctes, en espace et en temps, ainsi quant au mode de leur formation. Le caractère exclusif de leur occurrence découle non seulement de leurs différents modes de formation, mais aussi de leur âge géologique différent.

LITTÉRATURE

- Andrussov* : Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. III. (Étude géol. de la zone des klipmes internes des Carpathes occidentales. III. Tectonique. (Rozpravy Statního Geol. Ust. Česko-Slov. Rep. Sv. IX. Prace 1938.)
- Alliquander* : Magyarország bányá- és kohóipara az 1912—26. években.
- Arbenz* : Die Manganerze in Radiolarienhornstein in Mittelbünden (Die Eisen und Manganerze d. Schweiz, Lief. 1. Bern, 1923.)
- Behrend* : Über die Bildung v. Eisen- und Manganerze durch deren Hydroxydsole auf Verwitterungslagerstätten. (Z. f. prakt. Geol. 32. 1924.)
- Berg* : Das Leben im Stoffhaushalt der Erde. Leipzig.
- Betehtin* : A Szovjetunió ipari mangánércsei. (Akad. Nauk CCCP. 1946.)
- Cechovic* : Geologia a genera manganových lozisk. — Geologie und Geneseis der Manganerzlagerstätten : Slovakia. (Státny Geol. Ustav. Praha 1942.)
- Chlebnikov* : Die Manganerzlagerstätten d. Ukraine. (Z. f. pr. Geol. 26. Ig. 1918.)
- Földvári* : Az eplényi áttolódás a Bakonyhegységben. (Földt. Közl. LXX. 1940.)
- Földvári* : A Bakonyhegység mangánérctelepei. (Földt. Közl. LXII. 1932.)
- Finkey* : Előkészítési kísérletek úrkúti mangánércekkel. (Math. és Term. Értesítő LIV. 1936.)
- Geiger* : Manganerze der Radiolariten Graubündens. (Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz Geotechnische Serie Lief. 27. Zürich, 1948.)
- Grunau* : Geologie v. Arosa (Graubünden) mit bes. Berücksicht. d. Radiolarit-Problems (Diss. Zürich 1947.)
- Hantken* : Új adatok a Déli-Bakony föld- és őslénytani ismeretéhez. (Földt. Int. Évk. III. 1873. Budapest.)
- Hummel* : Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. (Geol. Rundschau, 13. 1922.)
- Jakob* : Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Erz und Roffua (Oberhalbstein) ihre Begleitminerale und ihre Genesis. (Schw. min. petr. Mitt. XIII. 1933.)
- Katzer* : Auf der Lagerstättenuche im unteren Amazonasgebiete. (Öst. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen Bd. 46. 1898.)
- Katzer* : Die geol. Verhältnisse des Manganerzgebietes v. Cevljanovic in Bosnien. (Berg- u. Hüttemänn. Jahrb. d. Mont. Hochschule zu Leoben LIV. 1906.)
- Kováts L.* : A Káváshegy júrákorú üledékeinek sztratigráfiai és mikrotektonikai viszonyai. (Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, 1951.)
- Kutassy* : Adatok a Déli- és Északi Bakony triász- és krétakori lerakódásainak ismeretéhez. (Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. IV. K.)
- Lóczy* : Hozzászólás Földvári Aladár »Az eplényi áttolódás a Bakonyhegységben« c. előadásához. (Földt. Közl. LXX. 1940. 203. old.)
- Leitmeier* : Die Lagerstätten oxydischer Manganerze und ihre Entstehung. (Hand. d. Mineralchemie 3. 12. 1926.)
- Marschalkó* : Az úrkúti mangánércelőfordulás és jelentősége. (Magy. Mérnök és Építész egylet Közl. III. 1926.)
- Meinhardt* : Manganerzlager bei Urkút in Ungarn. (Stahl u. Eisen 41, 1921.)
- Papiu* : Extras din »Contr. la cunoașterea originii jaspurilor si zăcăminților de mangan asociate cu diabazele din masivul Drocea (Bul. Științ. Academiei Române II. 1950.)
- Papp* : Ércvizsgálatok hazai előfordulásokon (Földt. Közl. LXIII. 1933.)
- Papp* : Examen microscopique des minerais metalliques de Hongrie. (Bull. soc. fr. de Minér. 55. 1932.)
- Pobozsny* : A Vérteshegység bauxit-telepei. (Földt. Szemle I. 1928. 220. oldal 19 ábra.)
- Tarján* : A mangánérccek feldolgozása. (M. Tud. Akad. Műsz. Osztály Közl. I. 1. 1951.)
- Vadász* : Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a júra időszak alatt. (Mat. és Term. Tud. Értesítő XXX. köt. 1 füzet, Budapest, 1913.)
- Vadász* : A Déli Bakony júrárétegei. (Balaton Tud. Tanulm. Eredményei I. köt. 1 rész. Budapest, 1909.)
- Vecsey* : A bakonyi Ajka—Urkút—Halimba környékének eocén képződményei. Budapest, 1939.
- Vigh* : Führer in das Gerecse Gebirge nach Lábatlan und Piszke. (Führer zu den Studienreisen der Pal. Ges. Bpest 1928.)
- Vigh—Noszky* : Előzetes jelentés az úrkúti mangánbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról. (Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.)

Vitális I.: Az úrkúti mangánérc (B. és K. Lapok LXVIII. 1935.) Das Manganerz von Urkút (Mitt. d. Berg. u. Hütten. Abt. d. Universität Sopron VII. 1935.)

Westerveld: Les gîtes de manganèse du Domaine Atlasique au Maroc Français et leur classification géologique. (Géol. Inst. Univ. Amsterdam, 1951.) 214. old.

RÉSUMÉ

Le minerai manganésifère exploité jusqu'ici dans la montagne Bakony en deux endroits, à Urkut et à Eplény, a été considéré d'abord comme une formation paléocène, puis — jusqu'à nos jours — comme une formation de minerai de marais du Crétacé inférieur. L'on a admis un mouvement de translation pour expliquer la présence des couches à Ammonites du Lias supérieur supposées d'être en stratification anormale. Selon les recherches stratigraphiques et sédimentologiques détaillées l'ensemble du corps manganésifère est une formation purement marine, alternant avec des couches d'argiles à Globigérines et appartient à la partie inférieure du Lias supérieur. Les couches de calcaires, de silex et d'argile du Lias forment une suite sédimentologique normale et se succèdent dans un ordre stratigraphique sans lacunes. La formation manganésifère jurassique accompagnée de silex à Radiolaires est identique aux sédiments manganésifères du Jura des Alpes de l'Ouest, de la Bosnie, de la montagne Drécsa en Roumanie et de la série souspiéninique de la vallée de la Váh en Slovaquie.

Il n'y a de différences entre ces formations que dans leur situation stratigraphique. Les conditions plus simples de gisement de la formation manganésifère de la montagne Bakony en facilitent l'étude des détails. L'on ramène la formation des couches manganésifères de l'étranger mentionnées à des roches volcaniques basiques. Dans la montagne Bakony il n'y a pas de tel rapport.

L'élucidation des conditions géologiques de la formation manganésifère de la montagne Bakony indique une nouvelle direction à la prospection du minerai manganésifère. Le manganèse est lié à un certain horizon géologique et on peut le déceler dans des couches marines d'un développement pareil aussi dans la montagne Gerecsé.

ФОРМАЦИЯ МАРГАНЦОВЫХ РУД В БАКОНЬ

Э. Вадас

Резюме

Залежи, состоящие из осадочных пород марганца, открытые в процессе горной добычи в двух местах гор Баконь, а именно в районе местностей Уркут и Эплень, прежде принимали за пласты палеоцена, а позже и до сего времени за пласты, происходящие из эпохи нижнего мела и формацией характера болотной руды. Аммонитные пласты возраста верхнего лиаса, залегающие в кровле местонахождения марганца в Эплене, принимали за неправильно залегающие пласты, что объяснялось перемещением пластов. Стратиграфические исследования и исследование образования осадочных пластов определили, что агрегат марганца является исключительно морской формацией, т. е. формацией возраста нижней части верхнего лиаса, чередующегося с пластами глобигериновой глины. Отложения известняка, кремня, глины и лиаса залегают в регулярной связи, в стратиграфическом проявке, без промежутков. Формация марганца эры, в сопровождении которого залегают пласты радиолярного кремня, аналогичная формациям марганца, залегающих в западных Альпах, в Боснии, в Румынии, в горах Дроча и в Словакии в субаппенинских горах в долине реки Ваг эры юры, которые отличаются только в своем стратиграфическом положении. Вследствие условий более простого залегания марганцевых формаций в горах Баконь, можно производить более детальное исследование.

Образование упомянутых выше иностранных местонахождений марганца объясняются преобразованием базисных вулканических пород. При месторождении марганца в горах Баконь такой связи не встречается.

Уточнение геологических условий марганцевой руды, залегающей в горах Баконь, определяет новое направление дальнейшего хода геологических изысканий марганца. Марганец связан с определенным геологическим ярусом и в морских пластах аналогического происхождения также может быть показан марганец.

BEITRÄGE ZUR BESTIMMUNG DER MENGENVERHÄLTNISSE ALLITISCHER TONMINERALIEN, IM ZUSAMMENHANG MIT DER MINERALOGISCHEN UNTERSUCHUNG DES BAUXITS VON ISZKASZENTGYÖRGY

Von
M. VENDEL

Universität für technische Wissenschaften, Sopron

Vorgetragen in der Sitzung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 14. XII. 1951

Die geologischen Verhältnisse des Bauxitvorkommens von Iszkaszentgyörgy sind uns aus den Untersuchungen von *E. Vadász*, die chemischen Eigenschaften desselben aus den Untersuchungen von *T. Gedeon* bekannt [1, 2]. *Vadász* hat im obigen Vorkommen teils auch auf den Untersuchungen von *T. Gedeon* fussend — *Hydrargillit*, *Pyrit*, *Limonit* und *Kalkspat* nachgewiesen. *St. Náray-Szabó* und *E. Neugebauer* haben mittels der röntgenographischen Methode von *Debye-Scherrer* auch das Vorhandensein von *Böhmit* nachgewiesen [3]. *Hydrargillit* und *Böhmit* erschienen auf ihren Aufnahmen mit Linien von ungefähr gleicher Stärke, ausserdem wurden einige schwache Linien des *Hämatits* gefunden. *V. V. Roschkowa* hat in einer ihrer Arbeiten die sich mit ungarischen Bauxiten befasst, als Bestandteile des Bauxits von Iszkaszentgyörgy *Hydrargillit*, *Böhmit*, *Chlorit*, ferner aus der Verwitterung von *Pyrit*, *Goethit* und *Hydrogoethit* entstandenes *Brauneisenerz*, sowie stellenweise zusammengebackener *Ehrenwertit* und *Hydrohämatit* angegeben [4].

Das Ausgangsmaterial für die Untersuchungen des Verfassers bildete ein grösseres Durchschnittsmuster bestimmter Teile des Bauxits von Iszkaszentgyörgy. Da schon von vornherein vor allem an eine methodologische Untersuchung gedacht war, möchte ich von detaillierten Studien absehen. Bei anderer Gelegenheit beabsichtigt der Verfasser sich mit der Einzeluntersuchung der verschiedenen bauxitischen und sonstigen Gesteine des besagten Vorkommens zu befassen.

Das zur Untersuchung gelangte Bauxit war zu Stücken von weniger als 3 mm Korngrösse zerkleinert und zeigte eine gelblichbraune Farbe. Es fanden sich darin nicht selten härtere, kugelige oolithartige Gebilde von 1–2 mm Durchmesser, mit braunem und manchmal etwas rötlichbraunem Kern. Ferner fanden sich in dem die Hauptmenge ausmachenden weichen Material auch eckige, harte, dunkelbraune Stückchen. Die Hauptmasse des Eisengehaltes der härteren, braunen, oolithartigen Körner lässt sich praktisch durch $\frac{1}{4}$ -ständiges Kochen mit 20%-iger Salzsäure herauslösen. Die zurückbleibende, im wesentlichen allitischen Charakter zeigende Substanz erscheint nämlich nach der angegebenen Behandlung bereits stark gebleicht. Die chemische Analyse des Bauxits hat

Joseph Mika an lufttrockenem Material ausgeführt. Die Analyse führte zum folgenden Ergebnis:

SiO ₂	3,76%
TiO ₂	3,44
Al ₂ O ₃	50,60
Fe ₂ O ₃	19,01
CaO	0,19
MgO	0,09
P ₂ O ₅	0,46
SO ₃	0,24
H ₂ O (Glühverlust im N-Strom)	22,46*
Summe	100,25%

Bei Bestimmung der mineralischen, in erster Linie allitischen Zusammensetzung des Bauxits ist die am enteisneten Bauxit vorgenommene Trennung durch Zentrifugieren in schweren Flüssigkeiten und das Folgern aus der Lichtbrechung der Fraktionen von verschiedenem spezifischen Gewicht — ein bekanntes Verfahren. Diesbezüglich sei hier auf die Arbeiten von V. V. Roschkowa verwiesen [4—5].** Roschkowa zerlegt den bei der Lösung mit verdünnter Salzsäure (von 5—10%) gewonnenen, enteisneten Rückstand durch Zentrifugieren in mehrere Fraktionen, deren Lichtbrechung sie sodann untersucht, um aus dem Resultat auf die allitischen Mineralien des Bauxits Rückschlüsse zu ziehen. Die von ihr angewandten Intervalle betragen beim spez. Gewicht 0,1, bei der Lichtbrechung 0,010—0,015 Einheiten.

Zwecks Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung des Bauxits von Iszkaszentgyörgy dachte auch Verfasser an die Zerlegung mittels schwerer Flüssigkeiten in Fraktionen von verschiedenem spez. Gewicht und an die optische Untersuchung der Lichtbrechung der so erhaltenen Fraktionen. Zwecks Beschleunigung der Zerlegung hat auch er sich für das Zentrifugieren entschieden. Schon bei den zu Orientierungszwecken vorgenommenen Vorversuchen zeigte es sich, dass das spez. Gewicht der mittels Salzsäure enteisneten allitischen Substanz — obwohl dasselbe aus zwei Tonmineralien von sehr verschiedenem spez. Gewicht bestand (Literaturangaben zufolge ist das spez. Gewicht des Hydrargillits 2,4, das des Böhmits 3,02) — sich bei der durch Reiben erzielbaren Pulverung als innerhalb ausserordentlich enger Grenzen fassbar erwies. Man kann sagen, dass praktisch betrachtet sich nur ein einziger Wert für das spez. Gewicht ergab. Um dies zu belegen, sei hier das Resultat von ein-zwei quantitativen Zerlegungen, die im Rahmen der orientierenden Vorversuche unternommen wurden, mitgeteilt. Als schwere Flüssigkeiten wurden Gemische von Bromoform und Benzol verwendet; die Zentrifuge hatte eine Umdrehungszahl von 2400 je Minute. Es wurde mit

* Hiervon 1,52% hygroskopisches Wasser das sich bei 105° C entfernen lässt.

** Leider standen Roschkowa's interessante Arbeiten nur in lückenhafter Weise zu meiner Verfügung.

einfachen Zentrifugierröhren aus Glas gearbeitet und zur quantitativen Trennung des abgesetzten Anteils vom schwebenden Anteil das Gefrierverfahren angewandt, wobei als Kältemischung ätherischer Kohlensäureschnee diente. Zu Anfang wurde so vorgegangen, dass das Zentrifugiergefäß nach dem Gefrierenlassen auf einige Augenblicke in destilliertes Wasser getaucht wurde. Hierbei erfolgte längs der Wandung ein teilweises Auftauen, wodurch ein Herausgleitenlassen der gefrorenen Masse aus dem Gefäß ermöglicht wurde. Sodann wurde die Trennung des leichteren Anteils vom schwereren durch Zerschneiden mit der Schere bewirkt. Die an der Glaswandung haftenden Spuren wurden proportional auf die beiden Fraktionen verteilt, entsprechend den Mengen des abgesetzten schwereren und des schwebenden leichteren Anteils. Späterhin wurde ein besseres Verfahren aufgefunden, bei dem nach dem Gefrierenlassen die beiden Fraktionen derart von einander getrennt wurden, dass man das Glasrohr ringsum durchschnitt oder nur anritzte und durch einen heißen Glastropfen zum Bersten brachte. Diese Art der Trennung erwies sich als einwandfrei.

Bei einem der Orientierungsversuche wurde z. B. der Lösungsrückstand eines feinen Bauxitpulvers nach einstündigem Kochen mit 10%-iger Salzsäure in einer Porzellanschale auf dem Wasserbade zunächst in einem Bromoform-Benzolgemisch vom spez. Gewicht 2,8, sodann der Anteil von kleinerem spez. Gewicht als 2,8 in einem Gemisch vom spez. Gewicht 2,7 und schliesslich der Anteil des letzteren, dessen spez. Gewicht weniger als 2,7 betrug, in einem Gemisch vom spez. Gewicht 2,6 zentrifugiert. Es ergaben sich die nachfolgenden Resultate :

I.

>2,8	0,34%	<2,7	99,74%	<2,7 >2,6 ...	101,09%
<2,8	99,48%	>2,7 <2,8 ...	0,58%	<2,6	0,30%
Insgesamt	99,82%	Insgesamt	100,32%	Insgesamt	101,39%

Bei einer zweiten Probe, die mit 20%-iger HCl in gleicher Weise wie oben behandelt wurde, ergab das Zentrifugieren das nachfolgende Ergebnis :

II.

>2,8	0,52%	>2,6 <2,8	100,20%
<2,8	100,47%	<2,6	0,40%
Insgesamt	100,99%	Insgesamt	100,60%

Wie besonders aus den Resultaten vom Zentrifugierversuch I. hervorgeht, fällt das spez. Gewicht der Hauptmasse des Bauxits tatsächlich innerhalb enger Grenzen.

Bei der Untersuchung der Lichtbrechung des Rohbauxits nach dem Einbettungsverfahren ergab sich für das eisenhaltige Allitmaterial eine

Lichtbrechung von cca. 1,67, die sich somit als noch grösser erwies als das γ des Böhmits. Bekanntlicherweise wird diese Erscheinung hauptsächlich durch die allitischen Massen durchsetzende eisenhaltige Substanz verursacht. Es schien daher nötig das Bauxit vor der optischen Untersuchung möglichst eisenfrei zu machen. Verfasser versuchte dies durch Kochen mit zu Anfang 5%-iger, sodann 10%-iger Oxalsäure auf dem Wasserbade zu erreichen, doch erwies sich das durch *Roschkowa* angewendete Verfahren des Kochens mit Salzsäure als viel zweckentsprechender. Es wurden Orientierungsversuche mit 5,10 und 20%-iger Salzsäure im unbedeckten Gefäss unternommen und der Verfasser hat sich auf Grund dieser Versuche für die 20%-ige Salzsäure entschieden, die sich für die Bestimmungsarbeiten als am vorteilhaftesten erwies. Wenn man die allitische Substanz der mittels Salzsäure weitgehend enteiseneten Proben in gewohnter Weise mittels des Einbettungsverfahrens untersucht, verhält sich dieselbe in Bezug auf Lichtbrechung als praktisch einheitlich. Ferner ist es bemerkenswert, dass die allitischen Massen der untersuchten Proben sich als optisch isotrop zeigten, was im Widerspruch steht mit der ziemlich bedeutenden Doppelbrechung der dieselben bildenden Mineralien (0,019 beim Hydrargillit und 0,016 beim Böhmit). Dies, sowie die stark ausgeprägte Einheitlichkeit in Bezug auf spez. Gewicht und Brechungsvermögen in Betracht ziehend und zugleich auf den Feststellungen von *Roschkowa* fussend, muss angenommen werden, dass Böhmit und Hydrargillit im Bauxit in feiner Verteilung ungeordnet miteinander vermennt sind, und zwar so, dass bei der durch das übliche Pulvern erreichbaren Zerkleinerung das in den enteiseneten Proben enthaltene Gemenge sich als von praktisch einheitlichem spez. Gewicht, als quasihomogen, ferner als von optisch einheitlichem Lichtbrechungsvermögen und als quasiisotrop zeigt. Aus dieser Annahme entsprang dann der Gedanke, ob es nicht möglich wäre das spez. Gewicht, sowie die Lichtbrechung der Substanz noch enger zu begrenzen, als etwa bei den von *Roschkowa* angewandten Intervallen der Fall war. Wie es sich dann im Verlaufe der weiteren Untersuchungen erwies, in welchen die Intervalle des spez. Gewichts der für die Zerlegung benützten Flüssigkeiten etwa 0,03, die Lichtbrechungsintervalle der zur Bestimmung der Lichtbrechung benutzten Einbettungsflüssigkeiten aber 0,003—0,004 waren, gelang es das spez. Gewicht und das Lichtbrechungsvermögen der allitischen Massen der enteiseneten Bauxitproben praktisch tatsächlich in derart enge Intervalle einzuschliessen.

Bekanntlich ist die Bestimmung der quantitativen Mengenverhältnisse der allitischen Tonmineralien keine einfache Aufgabe. Es lassen sich Schlüsse aus der Umrechnung der chemischen Analysen, aus der Form der Glühkurve, ferner auf Grund von Röntgenuntersuchungen und auf Grund der differentiellen thermischen Analyse ziehen. Verwendbar ist auch das Elektronenmikroskop. Eine gewisse Hilfe bieten einfache Untersuchungen des spez. Gewichtes und der Lichtbrechung, wie sie von *Roschkowa* angewendet werden. Auf diesem

Wege weiter fortschreitend und auf dem auffällig quasihomogenen und quasi-isotropen Verhalten der allitischen Substanzen fussend, lassen sich unseres Erachtens in vielen Fällen genauere Bestimmungen als bisher bewerkstelligen. Das Hauptziel, das wir uns steckten, war im Falle des hydrargillit- und böhmithaltigen Bauxits von Iszkaszentgyörgy die Bestimmung des Verhältnisses der beiden Allitmineralien in Volum- bzw. Gewichtsprozenten.

Aus den zwecks Enteisenung vorgenommenen Lösungsversuchen verschiedener Dauer bei sonst gleichen Bedingungen ging hervor, dass je länger die Lösungsdauer, umso höher das spez. Gewicht und umso grösser die Lichtbrechung der Lösungsrückstände, d. h. im wesentlichen: der allitischen Massen ist. Diese Erscheinung weist auf die selektive Löslichkeit von Hydrargillit und Böhmit hin. Wegen der verschiedenen Löslichkeit dieser zwei Mineralien ändert sich mit der Lösungsdauer das gegenseitige Verhältnis der beiden Allitmineralien im Lösungsrückstand und zwar bei längerer Dauer zu Gunsten des Böhmits. Gelingt es in den zu bestimmten Lösungsdauern gehörigen Lösungsrückständen das Volumen- oder Gewichtsverhältnis von Böhmit zu Hydrargillit mit befriedigender Genauigkeit zu bestimmen, so gewinnt man damit — infolge der praktischen Linearität des Lösungsvorganges — eine Handhabe das Volumen- oder Gewichtsverhältnis von Hydrargillit zu Böhmit im ursprünglichen, also noch nicht eisenfrei gemachten Bauxit in einfacher Weise und rasch, wenigstens angenähert, festzustellen. Es braucht nämlich das ursprüngliche Verhältnis aus den Böhmit-Hydrargillit-Verhältniszahlen der verschiedenen Lösungsrückstände nur extrapoliert zu werden.

Das zu diesem Zwecke ausgearbeitete Verfahren ist das folgende: 2 bis 3 gleich grosse Proben eines im Achatmörser feingepulverten Bauxits werden unter gleichen Bedingungen auf dem Wasserbade mit den gleichen Mengen 20%-iger Salzsäure während verschiedener, aber bekannter Zeitdauer gekocht. Werden nur zwei Proben bereitet, so kocht man z. B. die eine eine $\frac{1}{2}$ Stunde lang, die andere 1 Stunde lang; im Falle einer dritten Probe kann die Lösungsdauer für diese $1\frac{1}{2}$ Stunden betragen. Als Kochgefäss ist ein Erlenmeyer-Kolben von 300 cm³ zweckdienlich. Bei den Versuchen des Verfassers wurden zum Lösen je 3 g Bauxit genommen. Auf das in den Kolben eingeführte Bauxitpulver werden 200 cm³ 20%-iges HCl gegossen, die Probe mit der Salzsäure durch gelindes Schütteln vermengt, sodann der Kolben in das bereits kochende Wasserbad eingesetzt und die Öffnung mit einem kleinen Uhrglas bedeckt, wodurch vermieden wird, dass während der Kochzeit ein praktisch ins Gewicht fallender Flüssigkeitsverlust eintritt. (Überdies liegt die Konzentration der 20%-iger Salzsäure nahe beim isoazotischen Punkt, daher kann auch in der Konzentration keine wesentliche Änderung eintreten). Nach Beendigung des Kochens wird die Säure — ohne auf etwaige Materialverluste zu achten — von dem sich rasch auf den Boden absetzenden Rückstand abgegossen. Der letztere wird sodann mit heissem destilliertem Wasser ausgewaschen;

aus der derart säurefrei gemachten Substanz entnimmt man so viel, als zum Zentrifugieren und zu Lichtbrechungsbestimmungen erforderlich, und trocknet diese Menge bei 60—70°C. Man kann aber auch so vorgehen, dass man die für die Untersuchungen nötige Substanzmenge gleich nach Beendigung des Kochens entnimmt und nur diese Menge wäscht und trocknet. Dieses letztere Verfahren ist mit Zeitersparnis verbunden. Bei der Ausgestaltung des Verfahrens habe ich allerdings zwecks Verfolgung des Lösungsvorganges und zum Zwecke einer gewissen Kontrolle den Lösungsrückstand abfiltriert und einsteilen den Lösungsrückstand auch mengenmässig bestimmt. Hierbei wurde das Filtrieren so eingerichtet, dass in allen Fällen die Säure im Verlaufe von genau 36 Minuten den Filter passierte und von diesem Zeitpunkt aus nur noch ein gründliches Waschen mit heissem destillierten Wasser erfolgte. D. h., dass beim Filtrieren die zur Entfernung der Säure verwendete Zeit stets die gleiche war und somit die während dieser Periode erfolgte weitere Lösung stets unter praktisch gleichen Bedingungen vor sich ging. Vom getrockneten Lösungsrückstand wurden etwa 0,06—0,07 g zum Zentrifugieren verwendet, wobei das Zentrifugieren im Laufe von 5 Minuten in mit Stöpsel versehenen Zentrifugiergefässen in Flüssigkeiten von bekanntem spez. Gew. ausgeführt wurde. Die Differenz im spez. Gew. der verwendeten Flüssigkeiten (in unserem Falle Gemische von Bromoform und Benzol) betrug, wie schon erwähnt, etwa 0,03. In Kenntnis der spez. Gewichte von Böhmit und Hydrargillit liess sich dann aus dem festgestellten mittleren spez. Gew. das Volumenverhältnis der beiden Mineralien im Gemenge annähernd bestimmen. Nimmt man nämlich die Abhängigkeit der gelösten Mengen von der Zeit als lineare Funktion an, so kann man schon auf Grund zweier Versuche von verschiedener Lösungsdauer durch einfaches Extrapolieren das annähernde Volumenverhältnis der beiden allitischen Mineralien für den Zeitpunkt 0, d. h. für den ursprünglichen Zustand näherungsweise errechnen. Aus dem Volumenverhältnis lässt sich, wenn nötig, auch das Gewichtsverhältnis berechnen. Bezeichnet man den Volumenprozentsatz des Hydrargillits im Gemenge mit x , das spez. Gew. des Gemenges mit d_k , nimmt man ferner das spez. Gew. des Böhmits zu 3,02, jenes des Hydrargillits zu 2,4 an [6], so errechnet sich x auf Grund folgender Gleichung:

$$2,4 x + (100 - x) 3,02 = 100 d_k$$

$$x = \frac{3,02 - 100 d_k}{0,62} \quad 1$$

Hieraus errechnen sich die Gewichtsprozente y des Hydrargillits auf Grund folgender Proportion:

$$2,4 x (2,4 x) + 3,02(100 - x) : 100 = 2,4 x : y \quad 2$$

Wenn man also in der angegebenen Weise in den Lösungsrückständen von

verschiedener Zeitdauer die Volumenprocente der beiden allitischen Mineralien festgestellt hat, so kann man aus denselben, sei es durch Berechnung, sei es graphisch, das ursprüngliche Verhältnis der beiden Mineralien annäherungsweise ableiten. Statt zu rechnen, kann man aus dem in Abb. 1 angegebenen Graphikon der spez. Gewichte das zum gemessenen spez. Gew. d_k gehörige Volumenprozentverhältnis unmittelbar ablesen.

Das gleiche Ziel lässt sich auch durch die Bestimmung der Lichtbrechung der Lösungsrückstände erreichen. Wenn man mit Hilfe des üblichen Einbettungs-

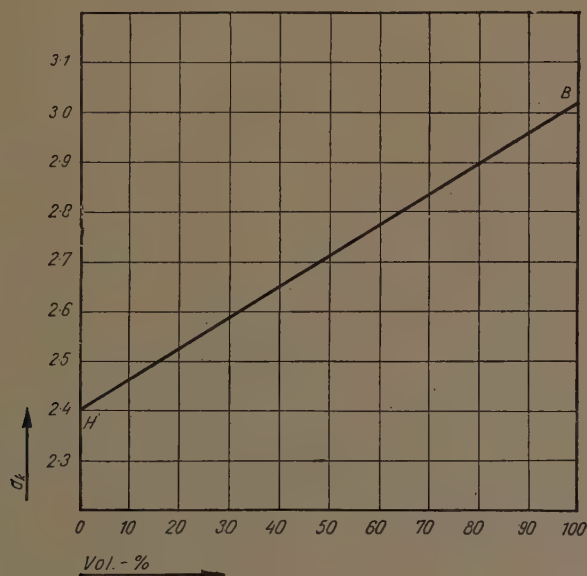


Abb. 1

verfahrens für die zu verschiedenen Zeitdauern gehörigen Lösungsrückstände die Lichtbrechung der allitischen Substanzen feststellt,* so lässt sich in Kenntnis der mittleren Lichtbrechung des Böhmits und des Hydrargillits das Verhältnis der Volumenprocente (und hieraus das Verhältnis der Gewichtsprocente) der beiden Allitmineralien feststellen. Die mittlere Lichtbrechung des Böhmits ergibt sich aus der Mallard'schen Formel $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$, sowie auf Grund der von

E. Guy und E. F. Osborne an einem künstlichen Böhmitkristall bestimmten Hauptbrechungsindizes [$\alpha = 1,649 \pm 0,001$, $\beta = 1,649 \pm 0,001$, $\gamma = 1,665 \pm 0,001$] [7] zu $1,654 \pm 0,001$, die mittlere Lichtbrechung des Hydrargillits aus den von Ch. Palache, H. Berman und Cl. Frondel angegebenen Hauptbre-

* Zur Bereitung der Einbettungsgemische habe ich bei meinen Untersuchungen Aethylenbromid, Monojodbenzol, α -Monobromnaphtalin und Jodmethylen verwendet.

chungsindizes $[\alpha = 1,568, \beta = 1,568, \gamma = 1,587]$ [8] zu 1,574. Bezeichnet man den Volumenprozentsatz des Hydrargillits mit x , so lassen sich die Volumenprozentsätze und aus diesen die Gewichtsprozentsätze aus den mittleren Lichtbrechungen der beiden reinen Bestandteile und aus der gemessenen Lichtbrechung n_k des Gemenges (n_k als mittlere Lichtbrechung betrachtet) bekannterweise auf Grund der Gleichung

$$1,574x + 1,654(100 - x) = 100 n_k \dots\dots\dots 3$$

errechnen. In Abb. 2 geben wir die graphische Darstellung des Zusammen-

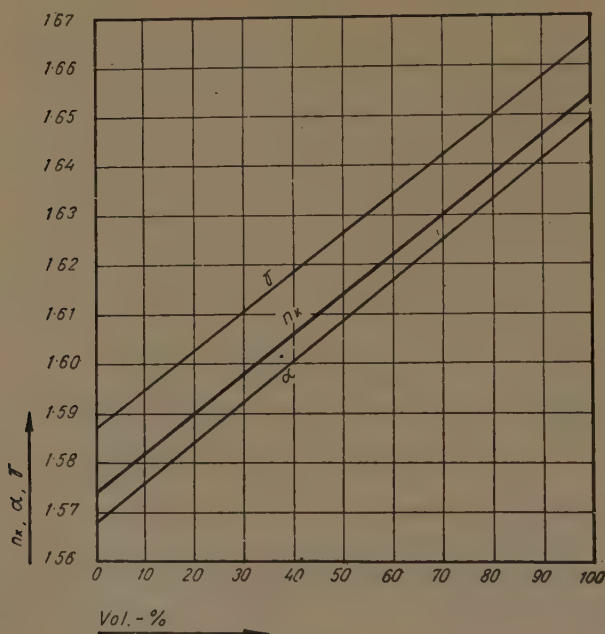


Abb. 2

hanges zwischen mittlerem Brechungsindex und Volumenprozenten, woraus auf Grund der gemessenen n_k der Allitgemische die Volumenprocente unmittelbar abgelesen werden können.

In Tab. 1 sind die Ergebnisse einer Versuchsreihe mit Lösungsdauern von 30, 60 und 90 Minuten zusammengefasst. Probe 1 bezieht sich auf den im wesentlichen aus allitischen Massen bestehenden Lösungsrückstand von 30 Minuten Dauer, Probe 2 auf den gleichen Lösungsrückstand bei einer Dauer von 60 Minuten und Probe 3 auf den Rückstand bei einer Dauer von 90 Minuten. (Tab. 2 gibt die Analysendaten an, die sich auf bei 105°C getrocknetes Material beziehen, H_2O ist der Glühverlust im N-Strom). In diesen Proben wurden auch die abfiltrierten Lösungsrückstände bestimmt, wobei jede Probe nach Ablauf

Tabelle 1.

Probe	Lösungs- dauer Min.		d _k	Aus dem spezif. Gewicht				n _k	Aus d. Brechungsindices				Aus d. chem. Analyse			
				Hydrargillit		Böhmit			Hydrargillit		Böhmit		Hydrargillit		Böhmit	
	Volum %	Gewicht %														
Orig. Bauxit	—	—	—	57,2	51,5	42,8	48,5	1,611	53,2	47,5	46,8	52,5	56,7	51,0	43,3	49,0
1.	30	59,30	2,72	48,4	42,7	51,6	57,3	1,621	41,3	35,8	58,7	64,2	49,7	44,0	50,3	56,0
2.	60	49,98	2,77	40,3	34,9	59,7	65,1	1,631	28,8	24,3	71,2	75,7	43,5	38,0	56,5	62,0
3.	90	42,35	2,83	30,7	26,0	69,3	74,0	1,641	17,5	14,4	82,5	85,6	35,7	30,0	64,3	70,0

Tabelle 2.

	I.	II.	III.
SiO ₂	4,62	6,61	7,67
TiO ₂	3,67	5,12	5,34
Al ₂ O ₃	69,30	68,12	68,49
Fe ₂ O ₃	0,30	0,21	0,19
P ₂ O ₅	0,17	ny.	ny.
H ₂ O*	21,48	19,76	18,12
Σ	99,54	99,82	99,81

* Glühverlust im N-Strom.

von genau 36 Minuten als praktische säurefrei befunden wurde. (Die Tabelle gibt auch die prozentuale Menge der Lösungsrückstände an.*).

Durch besonderen Versuch wurde auch der Effekt des Lösens während der erwähnten 36 Minuten bestimmt, wobei das spez. Gew. und das Lichtbrechungsvermögen einer sofort nach Beendigung des Kochens entnommenen und ausgewaschenen Probe bestimmt wurde. Die Abweichung im spez. Gew. betrug 0,01, im Lichtbrechungsvermögen — 0,001 und diese Abweichungen wurden bei allen drei Proben in Rechnung gestellt. Die Tabelle gibt zu

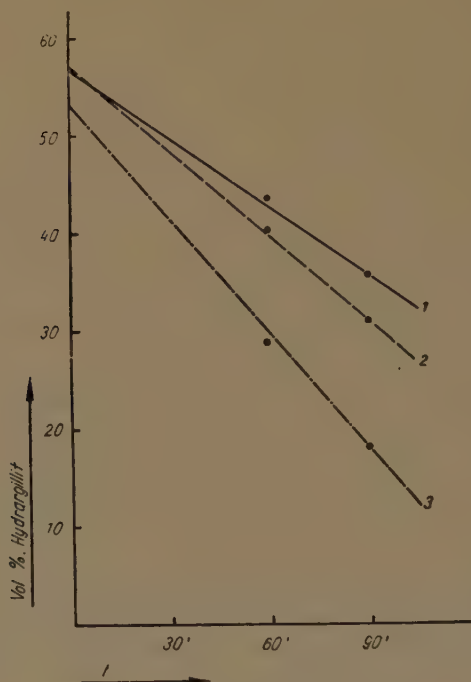


Abb. 3

Vergleichszwecken auch die aus den Analysen der einzelnen Proben errechneten Gewichts- und Volumenprozent an. Aus den Tabellen sind die auf Grund der Ergebnisse der Zentrifugerversuche und der Lichtbrechungsuntersuchungen festgestellten Volumen- und Gewichtsprozent, sowie das auf Grund der Volumenprozent für das ursprüngliche Bauxit durch Extrapolation berechenbare Verhältnis Böhmit zu Hydrargillit ersichtlich (wobei das Gesamtvolumen,

* Von Korrekturen, die sich auf Schwankungen in der Beschaffenheit des Filtrierpapiers beziehen, konnte abgesehen werden, da die hieraus stammenden Abweichungen unseren Untersuchungen zufolge 1% nicht überschreiten. Auch das Ausmass der Abweichungen, die zwischen Lösungsrückständen von unter möglichst identischen Bedingungen ausgeführten Versuchen auftreten, haben wir untersucht und die Diskrepanz zu höchstens 2% gefunden.

bezw. das Gesamtgewicht stets zu 100% angenommen wurde). Die gleichen Ergebnisse sind in Abb. 3 zeichnerisch dargestellt. Die in den Tabellen angegebenen Werte sind bis zur ersten Dezimale ausgerechnet, wovon allerdings in der Praxis abgesehen werden kann, zumal eine solche Genauigkeit nicht erreichbar ist (s. die Fehlergrenzen bei Feststellung der Lösungsrückstände). Die bei den Bestimmungen des spez. Gewichtes angewandten Intervalle des spez. Gewichtes der Flüssigkeit von 0,003 und die bei den Lichtbrechungsbestimmungen angewandten Intervalle von 0,004 sind gleicherweise mit Fehlergrenzen von $\pm 2,5\%$ behaftet. Bei genügender Übung lässt sich bei den Lichtbrechungsbestimmungen eine noch grössere Genauigkeit erzielen.

Vergleicht man die Ergebnisse, die aus der Bestimmung des spez. Gewichtes und der Lichtbrechung gewonnen wurden, mit den aus den Analysen errechneten, so ergibt sich, dass die ersten beiden Verfahren im allgemeinen grössere Böhmit-Mengen liefern, als das zuletzt genannte. Geht man der Ursache dieser Erscheinung nach, so wird man den obigen Befund natürlich finden, nachdem bei den allitischen Substanzen mit einer gewissen Verunreinigung durch Titan zu rechnen ist, was sowohl beim spez. Gew., wie auch bei der mittleren Lichtbrechung die Werte erhöhen kann. Wir haben zwar Titanminerale in Form von winzigen Rutil- und Ilmenit-Körnchen auch als selbständige Bestandteile im Bauxit gefunden, doch ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein Teil des etwa 3% ausmachenden TiO_2 -Gehaltes dennoch in den allitischen Substanzen zu suchen. In welcher Form das Titan hier vorhanden ist, konnte ich bisher noch nicht feststellen. Auch aus den aus den einzelnen Proben hergestellten Röntgenpulverdiagrammen konnte bisher diesbezüglich nichts Näheres ermittelt werden. Die spez. Gewichte der bekanntesten Titanminerale betragen 3,8 bis 4. Den Analysendaten nach entsteht im Laufe des Lösungsprozesses im allgemeinen kein wesentlicher Titanverlust, woraus zu folgern ist, dass das spez. Gew. der allitischen Substanzen, im Falle, wenn das Titan am Aufbau dieser Substanzen beteiligt ist, bei Verlängerung der Lösungsdauer um einen grösseren Betrag ansteigt, als sich aus der relativen Anreicherung des Böhmits ergeben würde. Aus den Versuchsergebnissen geht jedoch hervor, dass die dem Titan zuschreibbare Erhöhung des spez. Gewichtes unbedeutend ist; eine etwas grössere Abweichung kann auf diese Weise nur bei besonders hydrargillitreichen Bauxiten vorkommen.

Auch über die Rolle der Kieselsäure muss etwas gesagt werden. Den Analysendaten gemäss nimmt der Kieselsäuregehalt bei fortschreitender Lösung praktisch betrachtet in linearer Weise zu, d. h. dass eine Lösung in merkbarem Masstabe nicht stattfindet. Es konnte festgestellt werden, dass sich ein Teil der Kieselsäure als Quarz vorfindet, der sich von den allitischen Substanzen gut trennen lässt. [Sehr interessant sind diesbezüglich die Untersuchungen von T. Gedeon [6], die sich auf den Gehalt der Bauxite an Quarz und Gesamtkieselsäure beziehen.]. Dieses SiO_2 wirkt selbstverständlich auf das spez.

Gew. der allitischen Substanzen nicht ein. Sollte ein Teil der Kieselsäure dennoch als Verunreinigung an der Zusammensetzung der allitischen Substanzen teilnehmen, so kann hierdurch im Falle kleinerer Mengen am spez. Gew. nichts wesentliches geändert werden, nachdem das spez. Gew. der Kieselsäure in die Mitte zwischen das des Hydrargillits und das des Böhmits fällt. Sollte es sich um amorphe, opalartige Kieselsäure handeln, deren spez. Gew. dem des Hydrargillits nahesteht, so kann ein kleinerer Gehalt daran ebenfalls keine wesentliche Abweichung verursachen. Die Auswirkung der amorphen Kieselsäure wird dann eine maximale sein, wenn die allitische Substanz aus reinem Böhmit besteht. In diesem Falle würde das spez. Gew. durch 1% Opalsubstanz um ca. 0,01 vermindert werden. In Anbetracht des Umstandes, dass Titan und Kieselsäure auf die Gestaltung des spez. Gewichtes in einander entgegengesetztem Sinne einwirken, ist bei gleichzeitigem Auftreten dieser zwei Komponenten eine gewisse Kompensation zu gewärtigen.

Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei den Bestimmungen, die auf die Lichtbrechung gegründet sind, jedoch mit dem Unterschiede, dass hier ein Auftreten von Ti im allitischen Gemisch stärker stören könnte, als in den Bestimmungen auf Grund der spez. Gewichte. Das Vorhandensein von Ti erhöht die Lichtbrechung ganz offenkundig, nachdem Titanverbindungen das Licht im allgemeinen stark brechen. Auf Grund der gemachten Versuche lässt sich sagen, dass jedes Gewichtsprozent TiO_2 den mittleren Brechungsindex schätzungsweise um etwa 0,002 erhöht.

Wie schon gesagt, muss ein Teil des Kieselsäuregehaltes unabhängig von den allitischen Substanzen im Quarz gesucht werden und nur ein Teil im allitischen Gemisch enthalten sein. Der störende Einfluss der amorphen Kieselsäure auf die Lichtbrechung ist bei reinem Böhmit am grössten. Bei einem Allitgemenge, das aus 1 Vol-% Opal vom Brechungsvermögen 1,45 und aus 99 Vol-% Böhmit besteht, würde man statt des 1,654 betragenden mittleren Brechungsindex von Böhmit einen Index von 1,652 feststellen, d. h. nur 0,002 weniger. Hieraus lässt sich ermessen, dass Kieselsäureverunreinigungen von kleinerem Ausmasse bei Bestimmungen nach dem Lichtbrechungsverfahren als störende Substanzen nur eine geringe Rolle spielen können. Die Wirkung von Kaolinverunreinigungen wurde einstweilen noch nicht untersucht, doch lässt sich sagen, dass das in Rede stehende Verfahren im Falle schwacher Verunreinigung durch Kaolin ziemlich gut brauchbar bleibt und dass bei stärkerer Verunreinigung das Verfahren so ausgestaltet werden kann, dass der Einfluss des Kaolins Berücksichtigung findet. (An die Stelle eines Zweistoff-Problems tritt dann ein Dreistoff-Problem.).

Um die Brauchbarkeit der beiden Verfahren bis zu einem bestimmten Grade zu überprüfen, wurden auch Glühkurven, differentielle thermische Analysen und Röntgenaufnahmen herangezogen. Diese Kontrolluntersuchungen hat nicht der Autor selbst unternommen, vielmehr wurden die Glühkurven von *A. Hauer*

angefertigt, die thermischen Differenzkurven von *M. Vogl*, die Röntgenaufnahmen aber von *E. Nemetz* an von mir vorbereiteten Proben aufgenommen, wobei die Aufnahmen von den gleichen Forschern auch gedeutet wurden. Ich schulde den Genannten für ihre wertvolle Hilfe besonderen Dank. Auf Abb. 4 stellt Kurve *A* die Glühkurve des ursprünglichen, nicht enteiseneten Bauxits vor. Für das ursprüngliche Bauxit ergab sich ein Verhältnis von Hydrargillit zu Böhmit von 56,7 : 43,4 Volumenprozenten, bezw. von 51,0 : 49,0 Gewichts-

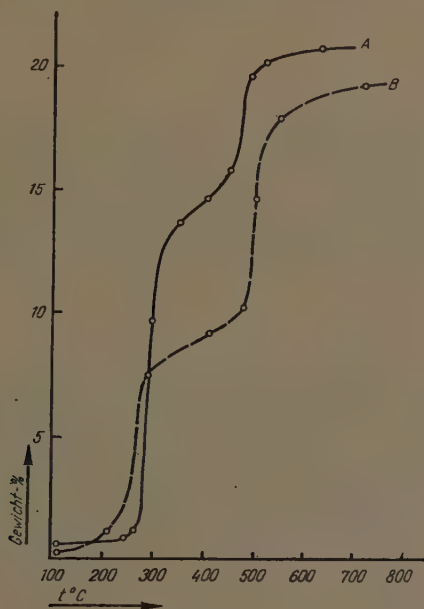


Abb. 4

prozenten. Die Kurve *B* bezieht sich auf den Rückstand eines Lösungsversuches, der von 60 Minuten Dauer war und mit 20%-igem HCl in einer unbedeckten Porzellanschale auf dem Wasserbade vorgenommen wurde. Das spez. Gew. dieses Rückstandes wurde zu 2,76 bestimmt. Hieraus ergab sich das volumperzentuelle Verhältnis Hydrargillit zu Böhmit zu 41,9 : 58,1, das gewichtsperzentuelle aber zu 36,5 : 63,5. Aus der Form der Kurve ist eine namhafte Verschiebung des Verhältnisses Hydrargillit — Böhmit zu Gunsten des Böhmits im Vergleich zum Rohbauxit klar erkennbar.

Zur differentiellen thermischen Analyse seien drei Kurven mitgeteilt, die in Abb. 5 wiedergegeben sind. Kurve I wurde an Bauxit im Originalzustande, Kurve II wurde an einem abfiltrierten Lösungsrückstand nach 30 Minuten langem Kochen mit 200 cm³ 20%-iger Salzsäure im offenen Gefäß, aufgenommen, während zur Aufnahme von Kurve III der Lösungsrückstand einer gleichen Probe nach gleicher Behandlung, aber bei 60 Minuten

langem Kochen verwendet wurde, wobei allerdings bei Kurve III nur jene Fraktion des Lösungsrückstandes zur Untersuchung kam, deren spez. Gew. unter 2,8 lag. Das Zentrifugierungsergebnis dieser Probe III haben wir eingangs dieser Abhandlung unter II angegeben und es geht aus dem dort schon mitgeteilten hervor, dass fast 100% der Substanz von Probe III sich als ein Material mit einem spez. Gew. von weniger als 2,8 erwies.

Aus den drei differentiellen thermischen Kurven geht klar hervor, dass mit fortschreitender Lösung das Verhältnis der beiden Allitmineralien sich

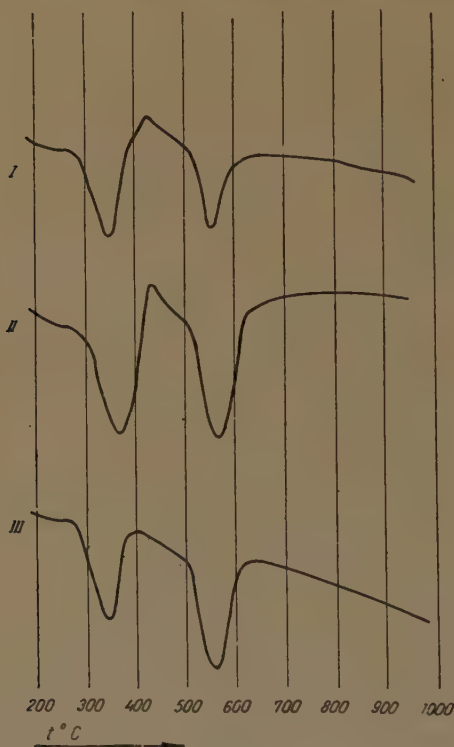


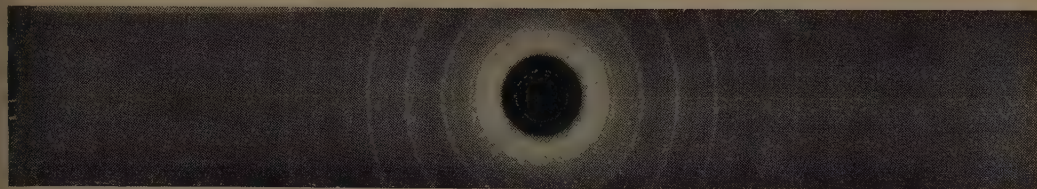
Abb. 5

immer weiter zu Ungunsten des Hydrargillits verschiebt. An allen Kurven findet sich in der Gegend von 350°C die charakteristische endotherme Spitze des Hydrargillits, in der Gegend von 500°C die des Böhmits scharf ausgeprägt. Die Kurven I und II weisen in der Gegend von 420°C auch eine exotherme Spitze auf, die auf organische Verunreinigung hinweist. Kaolin oder eine sonstige Verunreinigung lassen die Kurven nicht erkennen, wobei zu bemerken ist, dass die Methode zum Nachweis von Spuren allerdings nicht geeignet ist. Das spez. Gew. von Probe II wurde zu 2,71, das von Probe III zu 2,74 bestimmt. Hieraus ergab sich das Volumprozentuale Verhältnis von Hydrargillit zu Böhmit bei Probe II zu 51,7 : 48,3, das gewichtsprozentuale Verhältnis zu 45,9 : 54,1,

während für Probe III das erstere zu 45,2:54,8, das letztere zu 39,7:60,3 errechnet wurde. Für das mit I bezeichnete Original-Bauxit ergaben sich die beiden Proportionen — aus den quantitativen Analysen errechnet — zu 56,7:43,3, bzw. zu 51,0:49,0. Die differentiell-thermischen Kurven stehen mit diesen Bestimmungen offensichtlich im Einklang.

Schliesslich geben wir auf Abb. 6 noch zwei Debye-Scherrer'sche Aufnahmen. Aufnahme A bezieht sich auf einen Lösungsrückstand, der durch 30 Minuten langes Kochen mit 20%-igem HCl auf dem Wasserbade und nachfolgendem Filtrieren bereitet wurde, Aufnahme IX auf einen in gleicher Weise

A



IX.

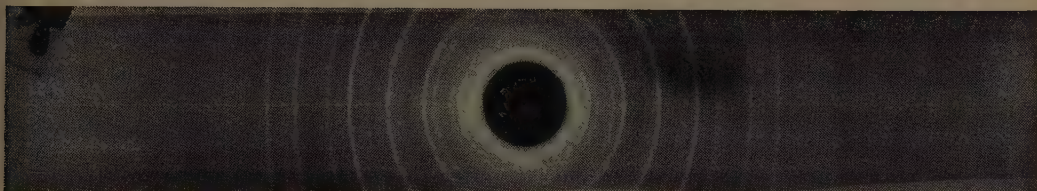


Abb. 6

bereiteten Rückstand, bei dem aber die Kochdauer 90 Minuten betrug. (Bei Bereitung dieser Proben blieb das Gefäss unbedeckt, die verdampfte Flüssigkeit wurde alle 15 Minuten durch Nachfüllung von 20%-iger Salzsäure ersetzt). Das spez. Gew. von A wurde zu 2,72, das von IX zu 2,79 bestimmt. Hieraus wurden für das Volumprozentverhältnis Hydrargillit—Böhmit der Probe A 48,4:51,6, für das Gewichtsprozentverhältnis 42,7:57,3 errechnet, während sich die entsprechenden Zahlen für die Probe IX zu 37,1:62,9, bzw. zu 31,9:68,1 ergaben. Beide Aufnahmen zeigen zahlreiche Linien des Hydrargillits, und des Böhmits. Für die Aufnahmen wurde $\text{CuK}_{\alpha,\beta}$ -Strahlung und Al-Folien von $10\ \mu$ Stärke verwendet. Die Auswertung der beiden Aufnahmen enthält Tabelle 3, aus der auch ersichtlich ist, dass die Bestimmung einiger Linien bisher noch nicht gelang, darunter die der wichtigen Linie von $6,13\ \text{\AA}$. Eine quantitative Auswertung der röntgenologischen Aufnahmen wurde noch nicht unternommen.

Mineralische Bestandteile des untersuchten Bauxits. Ausser dem Hydrargillit und dem Böhmit gelang die Bestimmung noch mehrerer Mineralien. Kleine, xenomorphe *Karbonatkörner* lassen sich als *Kalzit* ansprechen. Gemessene Grös-

Tabelle 3.

Θ	$\sin \Theta$	d_{hkl}	Θ	$\sin \Theta$	d_{hkl}	
7,21°	0,12550	6,13 Å	?	7,21°	0,12550	6,13 Å
8,15	14176	5,43	B	8,15	14176	5,43
9,18	15953	4,82	H	9,18	15953	4,82
10,22	17742	4,33	H	10,22	17742	4,33
12,54	21712	3,54	H	12,59	21797	3,53
14,03	24243	3,17	B?	14,06	24293	3,17
17,37	29854	2,58	?	17,23	29620	2,59
18,34	31465	2,44 ₇	B, H	18,26	31333	2,45 ₇
19,13	32771	2,34 ₉	H	—	—	—
20,08	34333	2,24 ₃	H	—	—	—
20,80	35510	2,168	B	—	—	—
—	—	—	—	21,17	36113	2,132
21,95	37379	2,059	H, B	22,07	37573	2,049
22,91	38928	1,978	H	22,90	38912	1,978
24,47	41421	1,858	H?	24,50	41469	1,856
25,36	42830	1,797	B	25,36	42830	1,797
26,05	43915	1,753	?	261,00	43837	1,756
27,41	46035	1,672	H?	27,54	46236	1,665
28,72	48053	1,602	H	—	—	—
30,26	50392	1,528	H, B	30,30	50452	1,526
31,20	51802	1,486	H	31,32	51832	1,485
32,08	53110	1,449	H, B	32,05	53065	1,451
33,16	54697	1,407	B	33,33	54946	1,401
33,78	55600	1,384	B	33,78	55600	1,384
36,01	58792	1,309	H	36,00	58792	1,309
38,62	62415	1,233	?	—	—	—
40,83	65381	1,168	B	39,53	63648	1,209
41,64	66444	1,158	B	41,63	66431	1,159
42,78	67918	1,133	B	42,68	67790	1,135
43,61	68974	1,116	B	—	—	—
—	—	—	—	47,33	73527	1,047
—	—	—	—	48,61	75022	1,026
etc.	etc.	etc.	etc.	etc.	etc.	etc.

B = Böhmit

H = Hydrargillit

sen: $3 \times 10 \mu$, $7 \times 7 \mu$, $7 \times 13 \mu$, $10 \times 10 \mu$, $10 \times 12 \mu$, $10 \times 26 \mu$, $11 \times 13 \mu$, $13 \times 25 \mu$, $30 \times 30 \mu$.

Auch xenomorpher Quarz findet sich, darunter Individuen mit ondulöser Auslöschung. Gemessene Grössen: $10 \times 33 \mu$, $17 \times 33 \mu$, $17 \times 36 \mu$, $23 \times 46 \mu$, $23 \times 40 \mu$, $87 \times 104 \mu$, $104 \times 190 \mu$.

Es finden sich ferner winzige Turmalinkörner, die im allgemeinen ziemlich ausgeprägte, in seltenen Fällen schön ausgebildete Idiomorphie zeigen. Pleochroismus des Turmalins: ε = sehr blasses Gelb, ω = Erbsenbraun, $\omega > \varepsilon$. Gemessene Grössen: $10 \times 10 \mu$, $10 \times 27 \mu$, $12 \times 17 \mu$.

Einige, winzige, farblose Körner von Zirkon waren ebenfalls zu beobachten. Die Individuen sind im allgemeinen xenomorph, fallweise auch idiomorph. Gemessene Grössen: $7 \times 17 \mu$, $20 \times 30 \mu$.

Bemerkbar waren ferner einige Rutilkörner von elliptischer Gestalt und

gelblichbrauner Farbe. Pleochroismus war nicht bemerkbar. Gemessene Grössen: $7 \times 8 \mu$, $10 \times 30 \mu$, $30 \times 46 \mu$.

In Spuren findet sich ein an farblosen Chlorit erinnerndes Mineral von glimmerartiger Spaltbarkeit, glimmerartig ondulöser Auslöschung, sehr heller gelber Farbe, positiven Hauptzonencharakters und gerader Auslöschung. Möglicherweise handelt es sich um einen *gebleichten Glimmer* oder eher um ein *farbloses Chlorit*. Leider entstammte die Substanz aus dem mit HCl behandelten Material, möglicherweise wurde die Entfärbung durch die Säure bewirkt.

Es wurden auch einzelne, winzige, farblose, xenomorphe Körner von *Granat* gesichtet. Gemessene Grössen: $2 \times 2 \mu$, $4 \times 4 \mu$, $7 \times 14 \mu$, $14 \times 28 \mu$.

Nicht allzuselten sind winzige, im auffallenden Licht schwarz erscheinende *Erzkörnchen*, die durch den Magneten nicht angezogen werden. Die Individuen sind im allgemeinen xenomorph, manchmal zeigt sich an ihnen auch eine lamellen-leistenförmige Tendenz. Die Substanz bleibt beim Kochen mit 20%-iger Salzsäure ungelöst. Verfasser hält die Erzkörner für *Ilmenit*. Gemessene Grössen: $8 \times 10 \mu$, $10 \times 13 \mu$, $10 \times 16 \mu$, $42 \times 69 \mu$, $70 \times 86 \mu$, $104 \times 104 \mu$, $121 \times 173 \mu$.

In der allitischen Substanz sind (nach dem Kochen mit HCl) hie und da ausserordentlich winzige, schwarze *Pigmentkörner* zu sehen, deren Grösse in der Gegend von $0,3 \mu$ liegt. Ausnahmsweise kommen auch etwas grössere Körnchen vor, von denen eins zu $1 \times 2 \mu$ und eins zu $3 \times 6 \mu$ gemessen wurden. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei ebenfalls um *Ilmenit*.

In den mit HCl vorbehandelten allitischen Massen sind stellenweise noch winzige, fuchsrotbraune, bei starker Vergrösserung im auffallenden Lichte braun erscheinende Flecken sichtbar, die nicht selten einen opaken oder eher nahezu opaken Kern aufweisen. Eine nähere Bestimmung war wegen der geringen Grösse nicht möglich.

Was das eisenhaltige Material der harten, braunen Oolithe des Bauxits anbelangt, so deutet die rasche Lösbarkeit in HCl auf einen eisenhydratartigen Charakter. Auch aus den Berechnungen, die die Verteilung des H_2O betreffen, lässt sich auf die Anwesenheit von Eisenhydroxid schliessen. Auf Grund der Lichtbrechung liess sich berechnen, dass die gebleichte allitische Substanz, die nach dem Auskochen der Oolithe mit 20%-iger Salzsäure zurückblieb, reicher an Hydrargillit war, als der bei gleicher Behandlung entstandene Lösungsrückstand des durchschnittlichen Bauxits. Aus dem mittleren Brechungsindex, der sich für das ausgekochte Oolith-Material zu 1,615 ergab, wurden nämlich 48,8 Volumprocente, bzw. 43,1 Gewichtsprocente Hydrargillit errechnet, während ein Durchschnittsmuster von Bauxit nach gleicher Vorbehandlung 41,3 Volumprocente, bzw. 35,8 Gewichtsprocente ergab. Hiedurch soll aber nicht gesagt sein, dass das ursprüngliche Verhältnis (vor dem Auskochen) das gleiche gewesen sein muss.

SCHRIFTTUM

1. *Vadász E.*: Alunit a magyarországi bauxitelfordulásokban. Földt. Közl. 1943. **73**. 169—179. — Alunit in den ungarischen Bauxitvorkommnissen. Geol. Mitteilungen. Zeitschr. d. ung. Geol. Ges. 1943. **73**. 241—251.
2. *Vadász E.*: A magyar bauxitelfordulások földtani alkata. Földt. Int. Évkönyve 1946. **37**. 173—286. — Die geologische Entwicklung und das Alter der ungarischen Bauxitvorkommen. Annales Instituti Publici Geologiae Hungarici. 1946. **37**. 235—286.
3. *Náray-Szabó-Neugebauer*: Magyar bauxitok röntgenvizsgálata. Technika 1944. **25**. 259—262.
4. *Roschkova, V. V.*: Die Untersuchung ungarischer Bauxite. Manuskript.
5. *Roschkova, V. V.*: Mineralogy and formation of the Paleozoic bauxites and Fe-Al ores of the Urals: Trans. All. Union Sci. Research Inst. Econ. Minerals, no 111. pp. 145—204. 205—216.
6. *Gedeon T.*: A magyar bauxit járulékos elegyrészeiről. Magyar Chemiai Folyóirat. 1932. **38**. 134—140. — Mit deutschem Resümé: Über die akzessorischen Gemengteile des ungarischen Bauxits. Ung. Chem. Zeitschr. 1832. **38**. 140.
7. *Guy, E.—Osborn, E. F.*: The System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$. Journ. o Geol. 1951. **59**. 381—294
8. *Palache, Ch.,—Berman, H.,—Fronzel Cl.*: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 7th ed. New-York, John Wiley Sons, Inc. 1944.

ZUSAMMENFASSUNG

Wir haben ein Bauxitdurchschnittsmuster aus Iszkaszentgyörgy, das als allitische Tonmineralien Böhmit und Hydrargillit enthielt, untersucht und zwar in erster Linie um festzustellen, ob sich das gegenseitige Mengenverhältnis der beiden allitischen Tonmineralien an Hand der spezifischen Gewichte oder auf Grund optischer Untersuchungen nicht mit zureichender Genauigkeit bestimmen liesse. Unsere Untersuchungen ergaben, dass beide Wege zum Ziele führen, sofern die allitischen Mineralien in möglichst reinem Zustande untersucht werden können. Dies lässt sich aber nach einer gewissen Vorbereitung erreichen. Nun enthält das Bauxit im ursprünglichen Zustande eine nicht unbeträchtliche Menge Eisens, das sowohl bei der Untersuchung des spezifischen Gewichts, wie bei der optischen Untersuchung beträchtliche Störungen verursacht. Infolgedessen ist eine möglichst weitgehende Entfernung des Eisens notwendig. Dies suchten wir durch Kochen mit 20%-igem HCl zu erreichen. Auch Roschkowa verwendet zur Enteisung des Bauxits das Kochen mit HCl. Die Säure löst jedoch nicht nur den Eisengehalt, sondern auch die Allite, wobei allerdings das Lösen viel langsamer vor sich geht und überdies selektiv verläuft. Der Hydrargillit löst sich vergleichsweise leichter als der Böhmit, und das führt dazu, dass mit der Verlängerung der Lösedauer das Verhältnis von Böhmit zu Hydrargillit sich zu Gunsten des ersteren verschiebt. Auf diese Erscheinung fussend ist es nunmehr möglich das ursprüngliche Verhältnis von Hydrargillit zu Böhmit im Bauxit annähernd zu bestimmen, indem man die spezifischen Gewichte oder die Lichtbrechungsverhältnisse der Lösungsrückstände nach Ablauf bestimmter Zeitdauer miteinander vergleicht. Die Bestimmung des spez. Gewichtes, sowie die optischen Untersuchungen haben gleicherweise gezeigt, dass Böhmit und Hydrargillit im Bauxit so innig gemischt erscheinen, dass die beiden Mineralien von einander weder durch die übliche Methode des Zentrifugierens in einer schweren Flüssigkeit, noch mittels der Bestimmung des Brechungsindexes getrennt werden können. Durch die innige Vermischung kommt offenbar eine Quasihomogenität und eine Quasiisotropie zustande, die ihrerseits dazu führen, dass für die allitische Hauptmasse des Bauxits praktisch ein mittleres spezifisches Gewicht, ein mittlerer Berechnungsindex und eine optische Isotropie in Erscheinung treten. Zwecks Feststellung des Böhmit-Hydrargillit-Verhältnisses haben wir zwei Bauxitproben in bestimmten, voneinander verschiedenen Zeiten gekocht, die Rückstände in einer schweren Flüssigkeit zentrifugiert, sodann das spez. Gewicht des allitischen Mineralgemisches und dementsprechend das Verhältnis Böhmit zu Hydrargillit ermittelt. Aus den beiden derart erhaltenen Werten lässt sich das ursprüngliche Verhältnis von Böhmit zu Hydrargillit im Bauxit durch Extrapolieren näherungsweise bestimmen. Bestimmt man den Brechungsindex des Gemisches der allitischen Mineralien unter Anwendung der Einbettungsmethode, so ist die näherungsweise Bestimmung des ursprünglichen Verhältnisses von Böhmit zu Hydrargillit mittels Extrapolation ebenfalls möglich. Die Berechnung lässt sich durch Graphikone, die das Variieren des spez. Gewichtes, bezw. Brechungsindexes darstellen, ersetzen. Schliesslich haben wir noch den in obigen Untersuchungen figurierenden Bauxit in Bezug auf seinen Inhalt von sonstigen Mineralien untersucht.

ДАННЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СООТНОШЕНИЯ МАСС АЛИТОВЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СВЯЗИ С МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ БОКСИТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ИСКАСЕНТДЬЕРДЬ

М. Вендель

Резюме

Мы произвели исследование средней пробы боксита месторождения Искасентдьердь, содержащего бэмит и гидрагиллит, как алитовый глинистый минерал, чтобы путем оптического анализа, или определением удельного веса установить, возможно ли с достаточной точностью определить соотношение между двумя алитными глинистыми минералами. Проведенные нами исследования показали, что это возможно, если исследование проводится в обоих случаях, по возможности, чистыми алитовыми минералами. Достижение этого возможно при известной подготовке.

Боксит в начальном своем виде содержит значительное количество железа, что, однако, в большой мере является помехой, как при определении удельного веса, так и при оптическом анализе, и поэтому необходимо возможно больше очищение боксита от железа. Мы пытались достичь очищения от железа путем кипячения боксита в 20% растворе хлористого водорода. Для извлечения железа из боксита Рошкова также применяла кипячение в хлористом водороде.

Но кислота растворяет не только железо, но и алиты. Растворение последних происходит однако гораздо медленнее и селективно. Гидрагиллит растворяется относительно легче, чем бэмит, а это значит, что при удлинении времени растворения изменяется соотношение содержания гидрагиллита и бэмита в пользу бэмита. Однако, опираясь на это явление, возможно приближенное определение бэмитного и гидрагиллитного соотношения боксита путем установления удельного веса или же отношения преломления остатков растворения, полученных после определенного времени растворения. Определение удельного веса, как и оптический анализ, указали на то, что бэмит и гидрагиллит в боксите настолько тонко смешаны, что эти два минерала нельзя отделить друг от друга центробежным способом, обычно применяемым при тяжелых жидкостях, ни методом определения коэффициента преломления света. Тонкая смесь, очевидно, дала в результате статическую квазигомогенность и квази-изотропию, а вследствие этого для основной алитовой массы боксита практически было определено одно среднее значение удельного веса, один средний коэффициент преломления света и оптическая изотропия. Для определения соотношения бэмита и гидрагиллита мы кипятили две пробы боксита в течении определенной но различной продолжительности времени и в тяжелой жидкости обработали ее центробежным способом: определили удельный вес смеси алитового минерала и соответствующее этому соотношение между бэмитом и гидрагиллитом. Путем экстраполяции полученных двух величин удалось приближено определить действительное соотношение между бэмитом и гидрагиллитом в боксите. Определив коэффициент преломления смеси алитового минерала, также путем экстраполяции, возможно приближенное определение действительного соотношения между бэмитом и гидрагиллитом.

Вместо вычисления можно применять диаграмму изменения удельного веса и коэффициента преломления света.

Наконец мы исследовали и другие минералы вышеупомянутого боксита.



INDEX

Предисловие — Préface — Preface — Vorwort

Erdélyi J.: Der Baryt von Sukoró. — Барит района д. Шукоро	1
Földvári A.: Lead Ores and Fossiliferous Dinantien (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. — Месторождение свинцовой руды и окаменелого карбона в д. Сабадбатьян	11
Földvári A.: Geochemistry of Radioactive Substances contained in the Mecsek Mountains. — Геохимия радиоактивных материалов в горах Мечек	37
Földvári-Vogl M.: Untersuchung der mineralischen Zusammensetzung ungarischer Bauxitsorten mit der Differentialthermoanalyse. — Минералогическое исследование венгерских бокситов дифференциально-термическим анализом	49
Gedeon T.G.: The possibility of bauxite formation. — Возможности образования боксита	65
Grasselly Gy.: Qualitative chemische Untersuchungen an sulfidischen Erzanschliffen. — Качественный химический анализ сульфидных шлифов руд	79
Kertai Дь.: Образование месторождений нефти и газа в Венгрии. — Kertai Gy.: Les questions actuelles de la prospection de l'huile minérale et du gaz naturel en Hongrie	95
Kiss J.: La constitution minéralogique de la bauxite de Nézsza. — Минеральное строение боксита окрестности д. Нежа	113
Leutwein, F. (Freiberg): Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — Химический состав вольфрамитов и его значение с точки зрения учения о месторождения полезных ископаемых	133
Leutwein, F. (Freiberg): Das Vorkommen von Spurenmetallen in organogenen Sedimenten. — Нахождение примесных металлов в органических осадках	143
Pantó G.: La différenciation des magmas et la formation des minerais de Gyöngyösoroszi. — Дифференциация магмы и образование руд в Дьендьешороси	159
Schmidt E. R.: Tektonischer Bau und geomechanische Erklärung zur Entstehung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge. — Тектоническое строение и геомеханическое объяснение способа образования Венгерских средних и островных гор	167
Szádeczky-Kardoss E.: Gesteinsumwandlung und Kohlegesteine. — Метаморфизм горных пород и угленосные породы	205
Szádeczky-Kardoss E.: Darstellung des periodischen Systems in Funktion der Ionradien. — Изображение периодической системы в функции ионных радиусов	227
Szádeczky-Kardoss E.: Über zwei neue Wertigkeitsregeln der Geochemie und die geochemische Gruppierung der Elemente. — О двух новых положениях валентности в геохимии и геохимическая группировка	231
Székely-Fux V.: Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — Роль магматических пород в комплексе каменного угля в районе Комло	269
Szentpétery Zs.: Die basische magmatische Masse des Bükkgebirges. — Основная эруптивная масса гор Бюкк	295
Строкаи К. И.: Генетическое исследование следов железной руды в горах Мечек — Sztrókaý K. I.: La genèse du minéral de fer de la montagne Mecsek	303
Tokody L.: Kristallographische Untersuchungen an Pyriten aus dem Karpatenbecken. — Кристаллографическое исследование пиритов бассейна Карпат	327
Vadász E.: Contributions au problème de l'altération latéritique des roches. — Данные к вопросу латеритового выветривания	341
Vadász E.: La formation manganésifère de la montagne Bakony. — Формация марганцевых руд в горах Баконь	349
Vendel M.: Beiträge zur Bestimmung der Mengenverhältnisse allitischer Tonmineralien, im Zusammenhange mit der mineralischen Untersuchung des Bauxites von Iszka-szentgyörgy. — Данные для определения соотношения масс алитовых глинистых минералов в связи с минералогическими исследованиями боксита месторождения района Искасентдьердь	383

Les Acta Geologica paraissent en russe, français, allemand et anglais et publient les travaux du domaine des sciences géologiques.

Les Acta Geologica sont publiées sous forme de fascicules qui seront réunis en un volume par an.

On est prié d'envoyer les manuscrits destinés à la rédaction et écrits à la machine à l'adresse suivante:

Acta Geologica, Budapest, 62, Postafiók 440.

Toute correspondance doit être envoyée à cette même adresse.

Le prix de l'abonnement annuel est de 110 forints.

On peut s'abonner à l'Entreprise du Commerce Extérieur des Livres et Journaux »Kultúra« (Budapest VI., Sztálin-út 2. Compte-courant No. 45-790-057-50-032) ou à l'étranger chez tous les représentants ou dépositaires.

Die Acta Geologica veröffentlichen Abhandlungen aus dem Bereiche der geologischen Wissenschaften in russischer, französischer, deutscher und englischer Sprache.

Die Acta Geologica erscheinen in Heften wechselnden Umfanges. Mehrere Hefte bilden jährlich einen Band.

Die zur Veröffentlichung bestimmten Manuskripte sind, mit Maschine geschrieben, an folgende Adresse zu senden:

Acta Geologica, Budapest 62, Postafiók 440.

An die gleiche Anschrift ist auch jede Korrespondenz, bestimmt für die Redaktion und den Verlag zu senden.

Abonnementspreis pro Band 110 Forint. Bestellbar bei dem Buch- und Zeitungs-Aussenhandels-Unternehmen »Kultúra« (Budapest, VI., Sztálin-út 2. Bankkonto- Nr.: 45-790-057-50-032) oder bei seinen Auslandsvertretungen und Kommissionären.

The Acta Geologica publish papers on geological and relative subjects in Russian, French German and English.

The Acta Geologica appear in parts of various size, making up one volume yearly. Manuscripts should be typed and addressed to:

Acta Geologica, Budapest 62, Postafiók 440.

Correspondence with the editors and publishers should be sent to the same address.

The rate of subscription to the Acta Geologica is 110 forints a volume. Orders may be placed with »Kultúra« Foreign Trade Company for Books and Newspapers (Budapest VI., Sztálin-út 2. Account No. 45-790-057-50-032) or with representatives abroad.

Предисловие — Préface — Preface — Vorwort

<i>Erdélyi J.</i> : Der Baryt von Sukoró. — Барит района д. Шукоро	1
<i>Földvári A.</i> : Lead Ores and Fossiliferous Dinantien (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. — Месторождение свинцовой руды и окаменелого карбона в д. Сабадбаттьян	11
<i>Földvári A.</i> : Geochemistry of Radioactive Substances contained in the Mecsek Mountains. — Геохимия радиоактивных материалов в горах Мечек	37
<i>Földvári-Vogl M.</i> : Untersuchung der mineralischen Zusammensetzung ungarischer Bauxitsorten mit der Differentialthermoanalyse. — Минералогическое исследование венгерских бокситов дифференциально-термическим анализом	49
<i>Gedeon T. G.</i> : The possibility of bauxite formation. — Возможности образования боксита	65
<i>Grasselly Gy.</i> : Qualitative chemische Untersuchungen an sulfidischen Erzsanschliffen. — Качественный химический анализ сульфидных шлифов руд	79
<i>Kertau D.</i> : Образование месторождений нефти и газа в Венгрии. — <i>Kertai Gy.</i> : Les questions actuelles de la prospection de l'huile minérale et du gaz naturel en Hongrie	95
<i>Kiss J.</i> : La constitution minéralogique de la bauxite de Nézsa. — Минеральное строение боксита окрестности д. Нежа	113
<i>Leutwein, F. (Freiberg)</i> : Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — Химический состав вольфрамитов и его значение с точки зрения учения о месторождения полезных ископаемых	133
<i>Leutwein, F. (Freiberg)</i> : Das Vorkommen von Spurenmetallen in organogenen Sedimenten. — Нахождение примесных металлов в органогенных осадках....	143
<i>Pántó G.</i> : La différenciation des magmas et la formation des minerais de Gyöngyösoroszi. — Дифференциация магмы и образование руд в Дьендьешороси ...	159
<i>Schmidt E. R.</i> : Tektonischer Bau und geomechanische Erklärung zur Entstehung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge. — Тектоническое строение и геомеханическое объяснение способа образования В нгерских средних и островных гор	167
<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : Gesteinsumwandlung und Kohlegesteine. — Метаморфизм горных пород и угл.носные породы	205
<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : Darstellung des periodischen Systems in Funktion der Ionradien. — Изображение периодической системы в функции ионных радиусов	227
<i>Szádeczky-Kardoss E.</i> : Über zwei neue Wertigkeitsregeln der Geochemie und die geochemische Gruppierung der Elemente. — О двух новых положениях валентности в геохимии и геохимическая группировка	231
<i>Széky-Fux V.</i> : Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — Роль магматических пород в комплексе каменного угля в районе Комло	269
<i>Szentpétery Zs.</i> : Die basische magmatische Masse des Bükkgebirges. — Основная эруптивная масса гор Бюкк	295
<i>Строкаи К. И.</i> : Генетическое исследование следов железной руды в горах Мечек — <i>Sztrókay K. I.</i> : La genèse du minéral de fer de la montagne Mecsek	303
<i>Tokody L.</i> : Kristallographische Untersuchungen an Pyriten aus dem Karpatenbecken. — Кристаллографическое исследование пиритов бассейна Карпат	327
<i>Vadász E.</i> : Contributions au problème de l'altération latéritique des roches. — Данные к вопросу латеритового выветривания	341
<i>Vadász E.</i> : La formation manganésifère de la montagne Bakony. — Формация марганцовых руд в горах Баконь	349
<i>Vendel M.</i> : Beiträge zur Bestimmung der Mengenverhältnisse allitischer Tonminerale, im Zusammenhange mit der mineralischen Untersuchung des Bauxites von Iszka-szentgyörgy. — Данные для определения соотношения масс алитовых глинистых минералов в связи с минералогическими исследованиями боксита месторождения района Искасентдьердь	383